Petre GÂŞTESCU

Petre BREŢCAN

IV-15.925

Hidrologie continentală
Şi
Oceanografie

Editura Transversal

CUPRINS

PREFAȚĂ 11
Capitolul 1. Noțiuni introductive 13
1.1. Hidrosfera și resursele de apă ale Terrei 13
1.2. Hidrologia ca știință 14
1.3. Circuitul și bilanțul apei 15
1.4. Proprietățile fizice și chimice ale apei 20
1.4.1.Starea naturală a apei 20
1.4.2.Structura apei 20
1.4.3. Considerații privind apa grea 22
1.5. Importanța apei în natură și în societatea umană 22
BIBLIOGRAFIE 23

Capitolul 2. Apele subterane (hidrogeologie) 25
2.1.Considerații generale 25
2.2.Proprietățile rocilor din punct de vedere hidrogeologic 25
2.3.Tipurile de apa din porii rocilor 28
2.4.Circulația apelor subterane 30
2.5.Distribuția apelor subterane pe verticală 32
2.6.Stratele acvifere 33
2.7.Izvoarele 34
2.8.Apele minerale 37
BIBLIOGRAFIE 38

Capitolul 3. Hidrologia râurilor (potamologie) 39
3.1.Considerații generale asupra rețelei hidrografice 39
3.2.Elemente privind morfologia și morfometria râului și bazinului hidrografic 42
3.2.1.Modul de organizare a scurgerii lichide 42
3.2.2.Categoriile morfologice prin care are loc scurgerea lichidă 43
3.2.2.Categoriile hidrografice prin care are loc scurgerea lichidă 43
3.2.4.Rețeaua hidrografică 49
3.2.5.Clasificarea rețelei hidrografice după formă 51
3.2.6. Elemente legate de rețeaua hidrografică 51
3.2.7. Caracteristicile morfometrice ale albiei minore 53
3.2.8. Caracteristici ale râului în profil longitudinal 55
3.2.9. Bazinul hidrografic 57
3.2.9.1. Forma bazinului hidrografic 57
3.2.9.2. Caracteristici morfometrice ale bazinului hidrografic 58
3.3. Elemente de hidraulică și hidrometria râurilor 63
3.3.1.Forțele care acționează asupra apei în râuri 63
3.3.2.Mișcarea laminară și mișcarea turbulentă 64
3.3.3.Curenții din apa râurilor 65
3.4.Hidrometria râurilor 66
3.4.1.Rețeaua hidrometrică 66

3.4.2.Nivelurile. Dispozitive de măsurare 67
3.4.3.Hidrograful, niveluri caracteristice 70
3.4.4.Curba de frecvență, curba de durată 70
3.4.5.Hidrogradul 71
3.4.6.Niveluri corespondente (corespunzătoare) 72
3.5.Viteza apei în râuri 72
3.5.1.Configurația vitezelor în secțiune transversală 72
3.5.2.Măsurarea și calcularea vitezei apei râurilor 73
3.6. Debitul lichid al râurilor 77
3.6.1.Metode de determinare a debitului 79
3.6.2.Calculul debitului 82
3.6.3.Prelucrarea datelor asupra debitului de apa 84
3.6.4.Debite caracteristice 86
3.6.5.Regularizarea debitelor 86
3.7. Regimul hidrologic al râurilor 87
3.7.1.Factorii care determină scurgerea apei râurilor (climatici, orografici și morfologici, litologici, biogeografici, antropici) 87
3.7.2. Sursele de alimentare ale râurilor (superficiale, subterane) 92
3.7.2.1. Tipuri de rauri dupa sursele de alimentare 93
3.7.3.Scurgerea medie 95
3.7.3.1. Parametrii caracteristici 95
3.7.3.2. Repartiția scurgerii in timpul anului 100
3.7.3.3. Variația scurgerii de la un an la altul 102
3.7.4.Scurgerea maximă 103
3.7.5.Scurgerea minima 108
3.7.6. Tipurile de regim ale râurilor din România 111
3.7.7. Bilanțul hidrologic 114
3.8. Scurgerea solidă (scurgerea aluviunilor) 117
3.8.1. Factorii care condiționează scurgerea de aluviuni 117
3.8.2. Procesul de spălare și de eroziune 117
3.8.3. Aluviuni în suspensie și aluviuni târâte 117
3.8.4. Debitul de aluviuni, turbiditatea 118
3.8.5. Măsurarea și prelucrarea datelor de aluviuni în suspensie 118
3.8.5.1. Dispozitive de prelevare a probelor de aluviuni 118
3.8.5.2. Metode de calcul al debitului în suspensie 120
3.8.6. Măsurarea și prelucrarea datelor de aluviuni târâte 122
3.8.7. Sedimentarea aluviunilor 123
3.8.8. Scurgerea solidă (de aluviuni) pe teritoriul României 124
3.9.Regimul termic și de îngheț 125
3.9.1.Regimul termic 125
3.9.2.Fenomenele de îngheț 127
3.9.2.1.Formele de gheață 128
3.9.2.2. Influența fenomenelor de îngheț asupra apei râurilor 130
3.9.2.3. Fenomenele de îngheț în România 130
3.9.3. Metodologia efectuării observațiilor și instrumente folosite 131
3.10. Chimismul și calitatea apei râurilor 132
3.10.1.Considerații generale 132

BCU "CAROL I" UNIVERSITY LIBRARY

3.10.2.Principalii cationi şi anioni 133
3.10.3.Compuşi nonionici 134
3.10.4.Gazele dizolvate 134
3.10.5.Principalele caracteristici fizico-chimice ale apelor râurilor .. 137
3.10.6.Clasificarea apelor naturale după compoziţia chimică 141
3.10.7. Clasificarea apelor după gradul de mineralizare 143
3.10.8. Reprezentarea grafică a compoziţiei chimice a apei 144
3.10.9. Chimismul apelor râurilor din România şi calitatea acestora. 145
3.11. Regimul hidrologic al râurilor în raport cu zonele climatice ale Terrei . 148
3.11.1.Consideraţii generale 148
3.11.2. Zona ecuatorială şi tropicală (intertropicala)..... 148
Regimul hidrologic tropical pluvial boreal 149
Regimul hidrologic tropical pluvial austral 149
Regimul hidrologic cu două maxime..... 150
Regimul hidrologic influenţat de zăpezi şi gheţari 151
Bazine hidrografice cu trasaturi complexe..... 152
3.11.3.Zona aridă şi semiaridă..... 152
3.11.4. Zona subtropicală umedă şi uscată (mediteraneeană) 154
Variaţiile sezoniere şi multianuale 155
Viiturile 155
Influenta reliefului carstic..... 156
Alte excepţii ale regimului mediteraneean 157
Bazine hidrografice mediteraneene complexe..... 157
3.11.5.Zona temperată..... 157
Regimul pluvial oceanic 158
Tipuri de regim în zona de câmpie şi muntoasă 159
Regimul musonic 161
Regimul hidrologic în climatul temperat semiarid şi arid..... 161
3.11.6.Zona rece 161
BIBLIOGRAFIE..... 162

Capitolul 4. Glaciologie 165
4.1.Introducere 165
4.2. Proprietăţile şi structura gheţii..... 167
Structura cristalină a gheţii 167
Unele proprietăţi fizice ale gheţii 168
4.3. Formarea gheţii în apă, zăpadă şi sol 168
Transformarea zăpezii în firn şi apoi în gheaţă 169
Formarea gheţii în sol (gheaţa subterană)..... 169
4.4. Definirea şi clasificarea gheţarilor 169
Clasificarea după formă (morfologie) 170
Clasificarea după temperatură 171
Clasificarea după dinamică 171
4.5. Alimentarea (acumularea) şi scurgerea (ablaţia) gheţarului 172
4.6. Bilanţul masei de gheaţă 173
4.7. Scurgerea apei din gheţar 173
4.8. Deplasarea gheţarilor 174

4.9. Reacția gheţarilor la schimbările climatice 176
BIBLIOGRAFIE 176

Capitolul 5. Limnologie 178
5.1.Considerații generale asupra limnologiei 178
5.2.Scurt istoric al limnologiei 179
5.3. Definirea termenilor de lac şi baltă 180
5.4.Clasificarea lacurilor după originea depresiunilor lacustre 183
5.4.1.Lacuri naturale 183
Lacuri tectonice 185
Lacuri vulcanice 188
Lacuri glaciare 192
Lacuri carstice, carsto-saline şi de tasare 196
Lacuri de baraj prin surpare şi alunecare 200
Lacuri în depresiuni eoliene 201
Lacuri de origine fluviatilă 201
Lacuri de la țărmul marilor şi oceanelor, lagune şi limane maritime ... 202
Alte tipuri de lacuri formate pe cale naturală 204
5.4.2.Lacuri antropice 206
5.5.Caracteristici morfologice 207
5.6.Caracteristici morfometrice 209
5.7.Bilanțul hidric 214
5.8.Variația nivelurilor 217
5.9.Particularități termice ale lacurilor 227
5.9.1. Bilanțul caloric 228
5.9.2. Tipuri de structuri termice 229
Stratificația termică directă 230
Stratificația termică indirectă 231
Stratificația termica uniformă 231
Structuri termice speciale 231
5.9.3.Clasificarea lacurilor după regimul termic 232
Lacuri tropicale 234
Lacuri temperate 235
Lacuri polare 237
Termica lacurilor sărate 238
5.9.4.Procesul de inghet şi dezgheț pe lacuri 240
5.10 Compoziția chimică a apei lacurilor 242
5.10.1.Sărurile şi gazele dizolvate în apa lacurilor 243
5.10.2.Tipurile hidrochimice 244
5.10.3.Gradul de mineralizare 245
5.10.4. Lacurile dulci 247
5.10.5. Lacurile sărate şi puternic sărate 250
5.11. Relațiile dintre lacuri şi mediul înconjurător 255
Topoclimatul lacustru 256
Lacul ca nivel de baza în procesul de eroziune şi sedimentare 258
5.12. Importanța economică a lacurilor 259
Lacul ca domeniu de litogeneza şi acumulare de săruri 259

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Diferite utilizări ale lacurilor 260
5.13. Lacurile din România 261
BIBLIOGRAFIE 264

Capitolul 6. Oceanografie 268
6.1.Oceanul planetar. Obiectul Oceanografiei. Scurt istoric 268
6.1.1.Oceanul Planetar 268
6.1.2. Obiectul Oceanografiei 269
6.1.3. Subdiviziunile Oceanografiei 270
6.1.4. Scurt istoric al cunoaşterii şi cercetării oceanografice* 271
6.1.5.Metode, tehnici şi instrumente de măsurare* 275
6.2. Componentele Oceanului Planetar 279
6.2.1. Dimensiuni şi diviziuni ale Oceanului Planetar 279
6.2.2. Tipurile de mari componente ale Oceanului Planetar 281
6.3.Originea, structura şi evoluţia bazinelor oceanice 282
6.3.1. Originea apei în oceane 283
6.3.2. Originea vieţii 284
6.4.Configuraţia fundului oceanic (marin) 284
6.4.1. Zona de margine 284
6.4.2. Bazinul oceanic 288
6.5.Compoziţia chimică şi salinitatea 290
6.6.Caracteristicile fizice ale apei marine 296
6.6.1. Temperatura apei marine 296
6.6.2. Densitatea apei marine 299
6.6.3. Presiunea hidrostatică 300
6.6.4. Vâscozitatea 300
6.6.5. Transparenţa apei marine 301
6.6.6. Culoarea apei marine 302
6.6.7. Lumina în apa mării 303
6.6.8. Diagrama T/S 303
6.7.Tipuri de mase de apă * 304
6.7.1. Masele de apă din regiunile apelor reci 304
6.7.2. Masele de apă din regiunile apelor calde 306
6.7.3. Apele de adâncime din mările mediterane şi periferice 307
6.8.Dinamica apei în oceane şi mări 308
6.8.1. Valurile 308
6.8.2. Mareele 310
6.8.3. Curenţii marini 313
6.9.Sedimentele marine 322
6.10.Apa marină ca mediu de viaţă 324
6.10.1. Consideraţii generale 324
6.10.2. Diviziunile mediului marin sub aspect biotic 326
6.10.3. Comunităţile biologice principale 328
6.10.4. Recifele de corali 330
6.10.5. Ţărmuri marine cu mangrove 332
6.10.6. Lanţul trofic din apa marină 333
6.11.Resursele oceanului planetar 334

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.11.1. Resursele de hidrocarburi 334
6.11.2. Sărurile minerale 335
6.11.3. Resursele biologice 336
6.12.Starea mediului oceanic 337
6.12.1. Considerații generale 337
6.12.2. Sursele poluării apelor marine 339
6.13.Marea Neagră 341
6.13.1. Poziție geografică, elemente morfometrice 341
6.13.2. Geneza şi evoluția depresiunii marine 344
6.13.3. Caracteristicile morfostructurale 344
6.13.4. Condiții climatice 346
6.13.5. Temperatura apei 346
6.13.6. Bilanțul hidric si variațiile de nivel 347
6.13.7. Particularități chimice 348
6.13.8. Starea calității apei din orizontul productiv biologic 349
6.14.Zona maritimă costieră în sectorul românesc 352
6.14.1. Caracteristici morfometrice şi morfologice ale platformei continentale şi a taluzului 352
6.14.2. Caracteristici hidrologice 354
6.14.3. Starea calității apei 359
6.14.4. Biofaciesuirile de seif (platforma continentală) 360
6.14.5. Modificări în ecosistemele din partea de nord-vest a Mării Negre 362
6.15.Prevederile din Agenda 21 elaborată de Conferința Națiunilor Unite pentru Mediu şi Dezvoltare de la Rio de Janeiro din 3-14 iunie 1992 privind protecția şi gospodărirea oceanelor (cap.17) 363
BIBLIOGRAFIE 368

ANEXE 370

* Subcapitolul 6.1.4., 6.1.5. şi 6.7. fac parte din lucrarea „Oceanografie" Ed. Transversal, Târgovişte, 2004, autor Ovidiu Murărescu

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prefață

Apa este un element esențial pentru viață nu numai pentru om ci și pentru toate tipurile de plante și animale. Apa reprezintă 80% din compoziția materiei vii a Terrei, 98% la meduze, 80% la pești, 80% în coronamentul foliaceu al arborilor, 65% în corpul uman.

Omul poate trăi 30 de zile fără hrană, dar numai 4-5 zile fără apă.

Viața pe pământ a apărut, după toate probabilitățile în apă, mai mult de jumătate din speciile animale și vegetale trăiesc în apă, aproape 75% din planeta noastră, numită și planeta albastră, este acoperită cu apă (oceane, mări, lacuri, ghețari, râuri și mlaștini). Organismul uman are nevoie de cel puțin doi litri de apă pe zi, în funcție de zona climatică. Alimentele noastre sunt constituite din apă în diferite proporții (95% în tomate, 90 % în lapte, 85% în mere, 80% în cartofi, 61% în carnea de vacă etc.).

Apa se găsește în cele trei stări de agregare: vapori în atmosferă, lichidă la suprafața scoarței terestre și în interiorul ei și solidă sub formă de gheață. Apa este în stare liberă și legată chimic în compoziția rocilor.

Volumul de apă total, pe Terra, de la cea din subteran și până la cea din atmosfera, fie că este dulce sau sărată, fie că este liberă sau în compoziția materiei anorganice și organice, este apreciată la 1,386 miliarde km^3 din care 1,3660 miliarde km^3 aparțin mărilor și oceanelor.

Întregul univers al apei alcătuiește unul din universurile, din sferele care compun învelișul geografic, numita hidrosferă.

Studiul apei, a formelor sub care se găsește liberă, aparține hidrologiei, ramură cuprinzătoare a geoștiințelor.

Dat fiind multitudinea problemelor și a metodelor de studiere, în volumul de față au fost realizate capitole distincte dedicate domeniilor majore de cercetare ale hidrologiei: apelor subterane (hidrogeologie), râurilor (potamologie), ghețarilor (glaciologie), lacurilor (limnologie), mărilor și oceanelor (oceanografie).

Volumul de față cuprinde diversitatea componentelor acvatice atât de pe uscat - deci Hidrologie continentală – cât și pe cele din domeniul marin/oceanic - Oceanografie.

Extensiunea cea mai mare, în acest volum, o are problematica râurilor și lacurilor, atât sub aspect general, cât și regional, pe zone geografice.

Lucrarea, astfel concepută și dimensionată, se adresează, în primul rând studenților din domeniul geografiei, dar în egală măsură și celor din ecologie, cadrelor didactice din învățământul preuniversitar și universitar, altor specialiști din domeniile implicate în cunoașterea și rezolvarea unor probleme aparținând mediului geografic, în înțelesul lui cel mai cuprinzător.

Prof.univ.dr.doc. Petre Gâștescu

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul 1

NOȚIUNI INTRODUCTIVE

1.1. HIDROSFERA ŞI RESURSELE DE APĂ ALE TERREI

Fiind una din cele mai comune substanțe din natură, apa intră în compoziția chimică a mineralelor din crusta planetei şi din nucleul acesteia. În stare liberă, ea formează apele subterane şi umezeala solului în litosferă, oceanele, mările, lacurile, mlaştinile, râurile, ghețarii de calotă (polari) şi montani, gheața subterană (permafrost), pentru ca în atmosferă să o întâlnim sub formă de vapori, picături de apă şi cristale de gheață, iar în biosferă - atât în lumea plantelor, cât şi a animalelor - ea să constituie elementul fundamental, indispensabil vieții. Totalitatea acestora formează hidrosfera - una dintre sferele care alcătuiesc învelişul geografic.

Dacă în ceea ce priveşte apa din oceane, lacuri şi râuri, din atmosferă şi din ghețari se pot face aprecieri cantitative, nu acelaşi lucru se poate spune despre apa din litosferă şi din biosferă.

Cantitatea totală de apă estimată de Comitetul deceniului hidrologic internațional al URSS (Federația Rusă), care a publicat lucrarea *World water balance and water resources of the Earth*, în 1978, sub egida UNESCO, este de 1386 mil. km^3 (tabelul nr. 1). Desigur, această cifră care rezultă din însumarea componentelor hidrosferei, este aproximativă, fapt pentru care valorile diferă de la un autor la altul, ca de exemplu în lucrarea *Voda i jizni* de M. I. Lvovici (1986) şi din care vom folosi unele date.

În estimarea cantității de apă din hidrosferă este important de precizat, mai întâi, limitele acestui înveliş. Limita este luată, de regulă, suprafața mantalei (discontinuitatea Mohorovicic), în care litosfera are 17 km grosime, în medie (35 km sub continente şi 5 km sub oceane).

În ceea ce priveşte apa din litosferă, unde aceasta se găseşte în stare liberă (gravitațională şi capilară) şi în combinație fizică şi chimică în compoziția rocilor ce o alcătuiesc, dacă se consideră că rocile din litosferă conțin 3,56 % apă, la volumul acesteia de 23,66 • 1018 tone, rezulta că apa din compoziția ei ar fi de 842 milioane km^3, respectiv 60,7% din volumul actual al litosferei.

Întrucât limita superioară a hidrosferei se găseşte în atmosfera, acesta este mai greu de fixat în comparație cu limita inferioară, datorită faptului că din cei 2000 km cât este apreciată grosimea atmosferei, umezeala se află în proporție de 90% în stratul de la 0 la 5 km înălțime.

Unele dintre cele mai importante probleme care au stat în atenția oamenilor de ştiință a fost, pe de o parte, cea legată de proveniența apei din hidrosfera, iar pe

de alta, cea care priveşte modul cum a evoluat sub aspect cantitativ, de-a lungul timpului.

În ceea ce priveşte primul aspect - al provenienței - răspunsul este că aceasta rezultă din disocierea apei legata fizic şi chimic în constituția rocilor Terrei. Astfel, luându-se ca indiciu procentul de apă din meteoriți (între 0,5 şi 1) s-a putut estima că volumul de apă de pe planeta noastră ar fi de circa 30 miliarde km^3.

În legătură cu al doilea aspect - al evoluției în timp - se apreciază că acum 4 miliarde de ani (în etapa de constituire a hidrosferei) volumul de apă era doar de 20 milioane km^3, aşadar foarte mic în comparație cu volumul actual de 1,386 miliarde km^3 (după R. Klige, 1982, citat de M. I. Lvovici, 1986).

Potrivit unor calcule făcute de I. Kalpa (citat în *World water* ...) reiese că pe durata celor 5 miliarde de ani de existenta a Terrei s-au separat din mantaua Terrei 3,4 miliarde km^3 de apă. Prin disiparea gazelor în spațiul cosmic se pierde o anumită cantitate de apă, dar în acelaşi timp Terra primeşte, prin meteoriții care cad pe suprafața ei, acelaşi volum de apă.

Deşi se apreciază că pe termen lung cantitatea de apă care iese din hidrosferă şi intră în aceasta este egală, cum se explică atunci diferența dintre volumul existent, de 1,386 miliarde km^3 şi cel disociat din manta, de 3,4 miliarde km^3 ? Această diferență este pusă pe seama pierderilor definitive prin procesul de fotosinteză a plantelor. Din calculele făcute, reiese că din cei 2 250 km^3 preluați de plante anual, 25% (550 km^3) se pierd prin eliberarea oxigenului, ceea ce înseamnă că de la începutul apariției acestora (600 milioane de ani) s-au consumat fără întoarcere 1,7 miliarde km^3, mai mult decât volumul actual al hidrosferei.

După cum se constată din tabelul nr. 1.1. Oceanul Planetar, ce reprezintă însumarea tuturor oceanelor şi mărilor care sunt în legătură directă, ***conform vaselor comunicante***, deține 96,5% din volumul de apă al hidrosferei. Urmează sub aspect cantitativ apa reținută în ghețari (1,74%) şi, foarte apropiat, apa subterană (1,70%). Volumul de apă din râuri ocupă locul penultim cu numai 0,0002% (1 120 km^3), dar trebuie să reținem că este vorba de volumul existent la un moment dat în albiile râurilor. Dacă se are în vedere faptul că pe râuri acest volum se reînoieşte o dată la 16 zile, rezultă că în cursul unui an se scurg pe râurile Terrei 46 800 km^3 de apă (*World water* ...).

O remarcă foarte importantă pe care o facem în legătură cu spectrul resurselor de apă este aceea că 97,5% din volumul hidrosferei o reprezintă apa sărată şi numai 2,53% apa dulce, în ultima categorie intrând o parte din apele subterane, cele din ghețari şi permafrost, umezeala din sol şi din atmosferă, apa din plante şi animale, o parte din apa lacurilor şi, evident, cea din râuri.

1.2. HIDROLOGIA CA ŞTIINȚĂ

Termenul de hidrologie derivă din combinarea cuvintelor greceşti - *hydros* = apă, *logos* = ştiință.

În definirea hidrologiei ca ştiință sunt numeroase formulări. Dintre acestea selectăm doar trei:

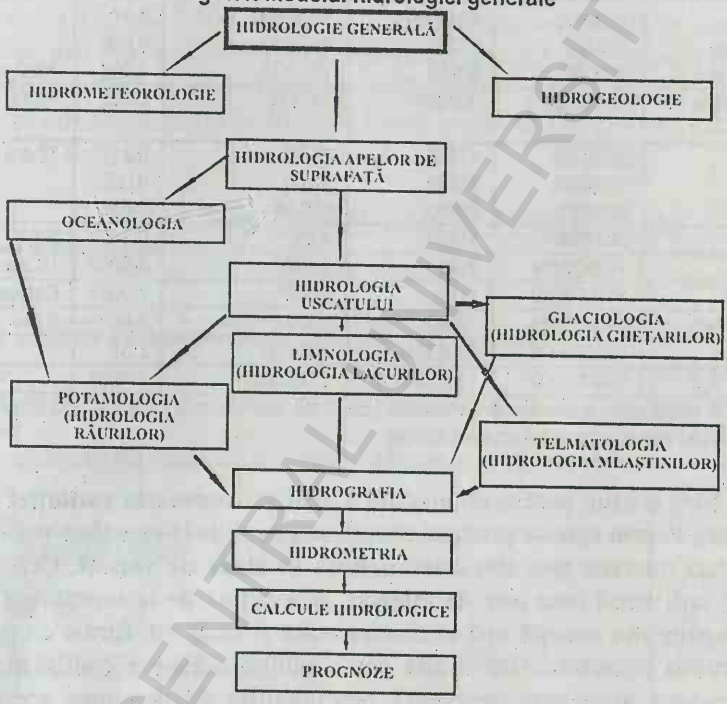
1. *Hidrologia este ştiința care studiază proprietățile generale ale apelor din natură, ale unităților acvatice (oceane, mări, lacuri şi ghețari), legile*

generale care dirijează procesele din hidrosferă ca şi influenţa reciprocă dintre hidrosferă, atmosferă, litosferă şi biosferă (L. K. Davidov, 1953).

2. *Hidrologia este ştiinţa apelor pământului, a formelor de existenţă, a circulaţiei şi răspândirii lor pe Glob, a proprietăţilor lor fizice şi a interacţiunii lor cu mediul, a modului în care răspund ele la activitatea omului* (ONU - Paris, 1963).
3. *Hidrologia este ştiinţa care studiază geneza şi regimul apelor la suprafaţa pământului* (STAS 5032 -55).

Faţă de definiţiile menţionate, de sfera de cuprindere şi de necesitatea cunoaşterii şi prognozării evoluţiei resurselor de apă, se prezintă modelul conceptual al Hidrologiei generale (Fig. 1.1).

Fig. 1.1. Modelul hidrologiei generale



1.3. CIRCUITUL ŞI BILANŢUL APEI

Una dintre caracteristicile importante ale apei este mişcarea, mobilitatea, care-i conferă funcţia de principal mijloc de legătura şi de schimb de substanţă şi energie între sferele (subsistemele) geosistemului planetar. Prezenţa apei în toate sferele (învelişurile) Terrei i-a determinat pe unii oameni de ştiinţă să extindă hidrosfera, ca şi biosfera, în limite destul de largi.

Totalitatea căilor şi formelor de mişcare ale apei este cunoscută sub denumirea de circuitul apei Acest circuit este **general**; atunci când fenomenul cuprinde întreaga planetă, şi **local** când se produce la scară restrânsă - între o mare interioară sau un lac, pe de o parte, şi regiunea înconjurătoare, pe de altă parte.

BUCUREŞTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 1.1. Resursele de apă ale Terrei
(după *World wafer balance and wafer resources of the Earth*, 1978)

Categoria	Suprafața acoperită (km^2)	Volumul (km^3)	Grosimea stratului de apă (în m)	%	Perioada de reînoire a volumului de apă
Oceanul Planetar	361300000	1336000000	3700,00	96,5	2500 ani
Apa subterană (gravitațională și capilară)	134800000	2340000[1]	174,000	1,70	1400 ani
Apa subterană predominant dulce	134800000	10530000	78,00	0,76	
Umezeala solului	82000000	16500	0,200	0,001	1 an
Ghețari și strat permanent de zăpadă	16227500	24064100	1463,000	1,74	
-Antarctica	13980000	21600000	1546,000	1,56	9700 ani
-Groenlanda	1802400	2340000	1298,000	0,17	
-Insulele Arctice	226100	83500	369,000	0,006	
-Zona muntoasă	224000	40000	181,000	0,003	1600 ani
Gheața subterană (în permafrost)	21000000	300000	14,000	0,022	10000 ani
Lacuri	2058700	176400	85,70	0,017	17 ani
-Lacuri dulci	1236400	91000	73,60	0,007	
-Lacuri sărate	822300	85400	103,80	0,006	
Mlaștini	2682600[2]	11470	4,28	0,0008	5 ani
Râuri	148800800	2120	0,014	0,0002	16 zile
Apa biologică	510000000	1120	0,002	0,0001	Câteva ore
Apa din atmosferă	510000000	12900	0,025	0,001	8 zile
Total apă dulce	148800000	35029210	235,000	2,53	
Total resurse apă	510000000	1385984610	2718,000	100,00	

[1] Nu sunt luate în calcul apele subterane din Antarctica (cca. 2 mil. km^3 din care 1 mil. km^3 apă dulce);
[2] Suprafața uscatului supus procesului scurgerii lichide.

La baza acestui proces de mișcare a apei stă **conversia radiației solare** ca sursă de energie, prin care se produce evaporarea apei de la suprafața oceanului și a uscatului, deci trecerea apei din **stare lichidă în stare de vapori**. Cea mai mare cantitate de apă, după cum este de așteptat, se evaporă de la suprafața Oceanului Planetar. O parte din această apă se condensează și cade sub forma de precipitații tot pe suprafața oceanului, iar o altă parte ajunge deasupra continentelor unde împreună cu cea autohtona generează precipitațiile de deasupra acestora. Din precipitațiile căzute pe uscat, mai mult de jumătate se evaporă, iar restul se infiltrează în sol, se stochează sub formă de gheață (în regiunile polare sau cele muntoase înalte), ori se scurge prin rețeaua hidrografică.

Daca **energia termică** pune în mișcare ascendentă apa sub formă de vapori, **forța gravitației** determină mișcarea descendentă a acesteia. Circuitul apei la nivelul Terrei are cea mai mare importanță în dezvoltarea și configurația învelișului geografic, în activitatea omului, a societății umane. Datorită circuitului, apa din hidrosferă este în mișcare constantă și într-o continuă reînnoire, cu ritmuri extrem de diferite de la o formă de stocare la alta. Astfel, perioada cea mai îndelungată de reînnoire este apreciată pentru gheața din permafrost și gheața din calotele polare (între 9 700 și 10 000 de ani) iar rata cea mai scurtă, de ordinul câtorva ore, este la apa încorporată în plante și animale. Cifra ratelor de reînnoire diferă de la un autor la altul, în funcție de volumul total luat în considerare (W) și

de volumul care intră în bilanțul hidric anual (V). În cazul Oceanului Planetar volumul evaporat anual este apreciat în lucrarea *World water...* la 505 000 km^3 și deci o rată de reînnoire de 2 500 ani, iar în lucrarea *Voda i jizni* la 455 830 km^3, de unde rezultă o rată de 3 000 ani. Pentru râuri, rata de reînnoire este apreciată la 16 zile și, respectiv, la 11 zile. Această valoare are o importanță deosebită pentru societatea umană, deoarece apa din râuri reprezintă principala sursă pentru industrie, agricultura și alte ramuri ale activității economico-sociale (vezi tabelul nr. 1.1.).

Analizând, după același autor (M.I. Lvovici), bilanțul hidric global al Terrei, remarcăm că volumul de apă scurs pe râurile care ajung în Oceanul Planetar (suprafața exoreică) se apreciază la 44 230 km^3/an (tabelul nr. 1.2.). În această cifră intră cantitatea de 3 000 km^3/an rezultată din ghețarii regiunilor polare (Antarctica, Groenlanda și Arhipelagul Canadian, cu suprafața de 16 milioane km^2, respectiv 11% din cea a Terrei), 2 400 km^3/an scurgerea subterană directă în oceane și mări. Dacă s-ar mai lua în considerare și scurgerea râurilor din regiunile endoreice de 830 km^3/an raportată la 32.100.000 km^2 (30.200.000 km^2 în *World water...* 1978), volumul de apă dulce intrat în bilanțul hidric anual al Terrei s-ar ridica la 45 060 km^3 (Fig. 1.2.).

Tabelul 1.2. Bilanțul anual al apei pe Terra (după M.I. Lvovici)

Elementele bilanțului apei	Volumul (km^3)	Strat de apă (mm)
Suprafața uscatului drenată spre Oceanul Planetar (116800000 km^2)		
Precipitații	106000	910
Scurgerea din râuri	44230[1]	380
Evaporație	61770	530
Suprafața endoreică (fără scurgere spre Oceanul Planetar, 32100000 km^2)		
Precipitații	7500[2]	238
Evaporație	7500	238
Suprafața Oceanului Planetar (361100000 km^2)		
Precipitații	411600	1140
Scurgere din râuri	44230	120
Evaporație	4557830	1260
Suprafața Terrei (510000000 km^2)		
Precipitații	525000	1030
Evaporație	525000	1030

[1] Inclusiv 2 400 km^3 sau 22 mm scurgerea subterană directă din ocean și, de asemenea, 3 000 km^3 scurgerea lichidă din ghețarii regiunilor polare;

[2] În care intră 830 km^3 sau 26 mm scurgerea râurilor.

Generalizând la nivelul întregului glob (oceane și continente) prin cei mai cuprinzători componenți ai bilanțului - precipitațiile și evaporația - și considerând că acesta este constant pentru o anumită perioadă de timp (seculară, milenară), reiese valoarea de 525 100 km^3/an sau 1030 mm/an. Raportând cantitatea de apă evaporată anual la volumul total de apă al hidrosferei, rezultă, după M.I. Lvovici o reînnoire a acesteia o data la 2 800 ani.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

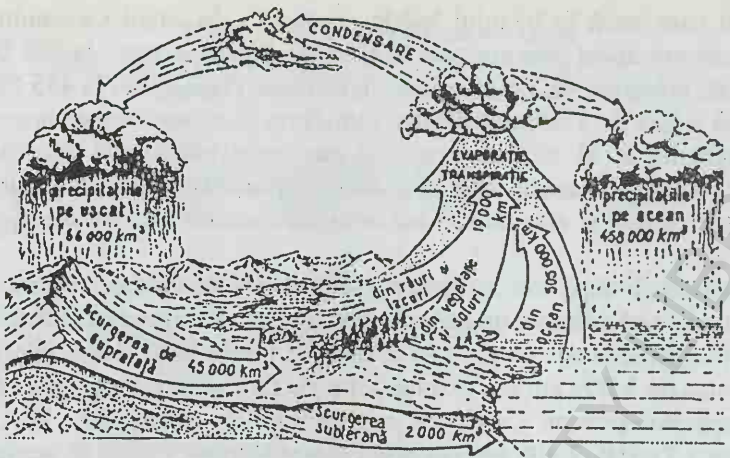


Fig. 1.2. Bilanțul apei în natură (după I. Zavoianu, 1988)

Având în vedere că pentru necesitățile societății omenești se poate conta, deocamdată, numai pe apa dulce scursa pe râuri, unde, potrivit aceluiași autor citat mai sus, intră și apa subterană, care contribuie la regimul hidric al acestora, este important de analizat tabloul resurselor de apă dulce la nivelul Terrei și continentelor oferit de tabelul nr. 1.3.

Se remarcă din acest tabel că volumul scurs pe râurile planetei noastre este de 44 700 km^3/an. Continentul cu volumul cel mai mare de apă scurs, raportat la un km^2 pe an, este America de Sud (600 000 m^3), fiind urmat de Asia (312 000 m^3), America de Nord (307 000 m^3), Europa (270 000 m^3), pe ultimul loc situându-se Australia (37 000 m^3). Aceste module de scurgere sunt consecința condițiilor climatice și a poziției continentului respectiv pe Terra.

Astfel, în America de Sud se înregistrează precipitațiile cele mai mari (1 597 mm/an), ca urmare a predominării climatului ecuatorial și tropical umed. Reținem faptul că aproape 70% din teritoriul acestui continent se găsește situat între 20° latitudine sudică și 10° latitudine nordică în care cea mai mare suprafață este ocupată de bazinul fluviului Amazon, cea mai mare arteră hidrografică, urmată de Orinoco.

Dacă evaporația de la suprafața întregului mozaic peisagistic n-ar ajunge la valoarea dublă față de cea a Terrei (1065 mm/an și, respectiv, 540 mm/an), volumul de apă scurs ar fi mult mai mare. În ceea ce privește Europa și America de Nord, coeficientul scurgerii înregistrează cea mai mare valoare dintre toate continentele (0,43), acesta datorându-se, nu atât precipitațiilor, care sunt doar de 789 mm/an și, respectiv, 756 mm/an, ci evaporației care are cele mai mici valori (470 mm/an și, respectiv, 418 mm/an). Acesta situație este consecința situării celor două continente, predominant în zona temperată, urmată de cea subpolară și polară. Din această cauză în Europa - cu excepția Mării Caspice împreună cu râul Volga, care este un bazin endoreic - nu se găsesc deșerturi, adică regiuni geografice care reflectă un deficit mare de umiditate. Cazul Australiei, care are cea mai mică cantitate de apă pe km^2, se explică prin situarea ei în întregime în zona tropicală uscată și subtropicală, în regiunile aride și semiaride ce ocupă 85% din teritoriu, din care deșertul propriu-zis deține 49%.

Tabelul nr.1. 3

BILANTUL RESURSELOR DE APA DULCE ALE TERREI

(Intocmit de autor dupa datele din *World balance and water resource of the World,* 1978)

Elementele bilantului / Continentul	Suprafata (mil km²)	Resurse totale de apa dulce (mil km³)	Precipitatii (P)		Scurgerea raurilor				Evaporatia efectiva [5] (E)		Discordante □n bilant (+,-)(P-Q-E)		Coeficientul scurgerii Q/P
			mm	km³	Scurgerea totala (Qt)		Scurgerea in ocean Q)		mm	km³	mm	% din P	
					mm	km³	mm	km³					
Europa, inclusiv insulele aferente	10,500	1,400	789	8 290	306	3 210	271	2 849	505	5 300	+13	1,6	0,38
Asia, inclusiv insulele aferente	43,500	3,455	742	32 240	332	14 410	312	13 560	41	17 980	+16	+2,1	0,42
Africa inclusiv insula Madagascar	30,120	2,390	742	22 350	151	4 570	186	4 110	533	16 040	+73	+9,8	0,18
America de Nord si Central, inclusiv insulele aferente	24,200	4,400[1]	756	18 300	339	8 200	324	7 840	418	10 100	+14	-2,0	0,43
America de Sud	17,800	3,010[2]	1 597	28 400	661	11 760	658	11 700	853	15 180	+89	+5,6	0,41
Australia	7,615	1,200[3]	456	3 470	39.5	301	56,6	279	393	2 990	+26,4	+5,8	0,09
Australia cu Tasmania si Oceania	8,900[4]	1,202	791	7 080	267	2 390	265	2 370	491	4 390	+35	+4,4	0,34
Antarctica	13,980	21,600[6]	177	2 480	165	2 310	165	2 310	0	0	+12	+7,0	-
Total Terra	149,000	38,657	800	119 000	314	46 800	300	44 700	463	67 000	+50	+6,2	-

[1] Din acest volum 1,9 mil. km³ sunt în subteran şi 2,43 mil. km³ în ghețari montani.
[2] Din acest volum 3 mil. km³ (9,6%) sunt în subteran.
[3] Resursele din râuri sunt numai 301 km³ majoritatea acestora fiind în subteran (1,2 mil. km³).
[4] Din Oceania cele mai importante sunt Noua Guinee şi Noua Zeelandă.
[5] La evaporația efectivă s-a luat în considerare şi cea de la suprafața acvatoriului râulurilor.
[6] Volumul de gheață este de 24 mil. km³.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Sub aspect cantitativ, continentul cu cel mai mare volum de apă dulce scurs într-un an este Asia (13560 km^3), având în vedere suprafața mare a acestuia (43 milioane km^2) și existența unor importante artere hidrografice (Obi, Enisei, Lena, Amur, Huanghe, Iantzi, Mekong, Irrawaddi, Gange, ş.a.). Dar, în același timp, în Asia se găsesc și multe regiuni aride, deșertice, împreună cu cele semiaride ocupând 37% din suprafața continentului, care nu participă la procesul scurgerii și, în consecință, la drenajul exoreic.

1.4. PROPRIETĂȚILE FIZICE ŞI CHIMICE ALE APEI

1.4.1. Starea naturală a apei

Apa este un corp compus, cu molecula formată din hidrogen și oxigen (H_2O) și se găsește sub trei forme de agregare: vapori în atmosferă; solidă sub forma de zăpadă și gheață, ultima formă găsindu-se în litosfera (permafrost); ***lichidă*** răspândită în cele trei învelișuri planetare - atmosferă (precipitații), la suprafața pământului (oceane, mări, râuri, lacuri, mlaștini) și litosfera (ape subterane).

În funcție de condițiile termice, apa trece dintr-o stare în alta. Astfel, la presiunea normală de 760 mm Hg, apa încălzită la 100°C trece în vapori. Pentru această trecere este necesar un consum de energie calorica (la 1 g apă o energie egală cu 538 cal), numită și ***căldură de vaporizare sau căldură latentă de vaporizare***. Pentru revenirea din stare de vapori în stare lichidă se eliberează o cantitate echivalentă care a fost consumată.

Față de alte lichide această căldură este destul de mare (mercur 68 cal, alcool 200 cal, benzol 94 cal, eter 90 cal). Vaporii rezultați dintr-un cm^3 de apă, ocupă la aceeași presiune de 760 mmHg 1653 cm^3. Trecerea apei din starea solidă în stare lichidă necesită un consum de 79,9 cal/g la 0°C.

Trecerea apei din stare solida în stare gazoasă (vapori) prin procesul numit **sublimare** se face cu un consum de 620 cal/g.

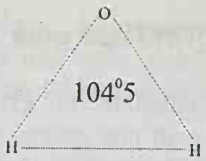
Apa în stare solidă își păstrează forma și volumul. Apa în stare lichidă își păstrează numai volumul, în timp ce forma este dată de suportul solid în care se găsește. Apa în stare de vapori nu-și păstrează nici volumul, moleculele tinzând sa ocupe întregul spațiu disponibil.

Atracția intermoleculară dă naștere forței de coeziune care este puternică la faza solidă, slabă la faza lichidă și foarte slabă la faza gazoasă. Apa în stare de vapori este invizibilă, ca aerul, și se găsește sub formă simplă, molecula de H_2O (hidrol). Vaporii de apa din atmosferă constituie umiditatea atmosferică și modifică transparența aerului.

1.4.2. Structura apei

Apa este constituită din doi atomi de hidrogen și un atom de oxigen așezate în forma unui triunghi echilateral cu un unghi de 104,5°.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



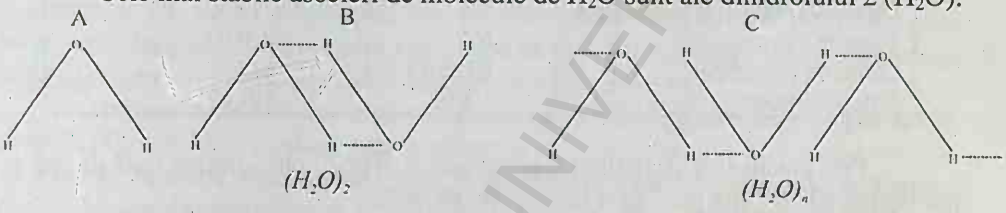
În reacția de formare a moleculei de apă se degajă o anumită cantitate de căldură $H_2 + 1/2\ O_2 = H_2O + 68{,}4$ kcal.

Datorită greutății atomice diferite oxigen = 16, hidrogen = 1, într-o moleculă de apă = 18 (16 + 2), participarea procentuală normală este de 88,89 % oxigen şi 11,11 % hidrogen.

Apa în stare lichidă sau solidă se asociază în grupe de forme $(H_2O)n$ sub influența temperaturii (agitația termică). Aşa cum s-a menționat, o molecula de H_2O se numeşte **hidrol** (A), două molecule, ce caracterizează apa lichidă se numesc **dihidrol** (B), iar trei molecule caracteristice gheții şi zăpezii, **trihidrol** (C).

Distanța O - H este de 0,99 Å (1 Å = 10^{-8} cm) în stare lichidă cât şi în cea solidă.

Cele mai stabile asocieri de molecule de H_2O sunt ale dihidrolului 2 (H_2O).



Temperatura influențează distanța între molecule şi respectiv determină variația densității (la 4°C distanța dintre molecule este cea mai mică şi deci densitatea maximă a apei) (Tabelul 1.4.).

Tabelul. 1.4. Densitatea apei la diferite temperaturi

Temperatura (°C)	0 (gheață)	0 (apă)	2	4	10	20	30
Densitatea (ρ)	0,91673	0,99987	0,99996	1,0	0,99975	0,99831	0,99578

Molecula de apă are capacitatea de a se disocia în ionul H^+ (cu funcție acidă) şi ionul OH^- numit oxidril (cu funcție bazică).

În apa pură se găseşte un număr egal de ioni H^+ şi OH^- fapt ce conferă apei calitatea de apa neutră. De asemenea apa pură conduce curentul electric într-o măsură foarte mică.

Apa constituie şi un mediu acvatic de dizolvare a diferitelor substanțe minerale şi substanțe organice. De asemenea şi pentru diferite gaze (oxigen, azot, bioxid de carbon).

Toate aceste substanțe şi gaze dizolvate alcătuiesc compoziția chimică a apei. Apa în condiții naturale, nu este pură, suportând influența atât a factorilor naturali cât şi socio-economici.

Pentru determinarea caracteristicilor fizice şi chimice se fac determinări directe în teren şi prin prelevări de probe, în laborator. Toate aceste caracteristici vor fi analizate la capitolul de caracteristici hidrochimice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1.4.3. Considerații privind apa grea

Spre deosebire de apa obișnuită cu greutatea moleculară 18, în apele naturale, se găsește în proporție mult mai redusă apa grea cu greutatea moleculară de 20. Această apă grea rezultă din izotopul greu al hidrogenului cu masa de 2,0147 numit **deuteriu** (D) și care are formula D_2O.

Apa grea se găsește în țesuturile animale și vegetale, în apa de cristalizare, în apa rezultată din topirea gheții, în apa de ploaie, în apa marină dar în proporție foarte mică, de 1:6000, fapt ce o face extrem de greu de separat.

În ce constau diferențele dintre apa normală și apa grea se observă în tabelul de mai jos (Tabelul 1.5.).

Tabelul 1.5. Diferențele dintre apa obișnuită si apa grea

Proprietăți	Apa obișnuită	Apa grea
Formula	H_2O	D_2O
Densitatea la 4°C	1	1,107
Densitatea la 20°C	0,9882	1,1056
Densitatea maximă la temperatura	4°C	11,6°C
Punct de topire	0°C	3,81°C
Constantă dielectrică	80,75°C	81,5°C
Punct de fierbere	100°C	101,42°C

Prin electroliză și distilări repetate ale apei obișnuite, dintr-o tonă de apă se pot obține 10 cm^3 apă grea cu o puritate de 99,99%.

Reacțiile chimice ale apei grele sunt mai lente în raport cu cele ale apei normale.

Comportarea organismelor vii la apă grea: semințele nu încolțesc, șoarecii suportă apa grea în organism până la 40%, iar peștii și alte organisme acvatice până la 32%.

1.5. IMPORTANȚA APEI ÎN NATURĂ ȘI ÎN SOCIETATEA UMANĂ

Rolul apei în procesele geochimice și geofizice. **Rolul chimic** rezultă din acțiunea de dizolvare a rocilor în procesul de scurgere superficială (pe suprafața solurilor și rocilor), în procesul de infiltrație și în circulația subterană. Exemple de roci solubile - sare, gips, calcare, loess și gresii cu ciment calcaros. Procesul de dizolvare depinde de cantitatea de CO_2 conținută în apă (la o proporție de 1:1 000 CO_2). Astfel, se formează relieful carstic de suprafață și dantelăria din peșteri.

Prin hidratare, anhidritul (rocă sedimentară de precipitație chimică) se transformă în gips ($CaSO_4 \cdot H_2O$ = sulfat de Ca hidratat).

Rolul fizic (mecanic) prin îngheț și dezgheț, eroziune, transport, depunere - apa joacă un rol imens în evoluția scoarței terestre.

Rolul apei în procesele biologice. Apa a servit drept mediu pentru apariția vieții. Întregul proces al vieții este legat de apă, de la formele monocelulare la cele pluricelulare la viața animală inclusiv omul.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Influența apei asupra climei - rol moderator prin volumul mare de apă și prin capacitatea de a se încălzi mai greu și a ceda energia calorică mai lent. Curenții oceanici - calzi (Gulf Stream, Kuro Shivo), reci (Groenlanda, Labrador, Oya Shiwo etc.).

Apa ca factor modelator al reliefului mijlocește procesele premergătoare eroziunii prin dezagregare mecanică, descompunere chimică etc.

Abraziunea marină și lacustră care se desfășoară la țărm.

Transportul aluviunilor și depunerea lor (formarea deltelor) exercitat de rețeaua hidrografică.

Rolul apei în viața omului și în economie. Folosirea ei pentru diferite necesități încă din perioada primitivă - surse alimentare (pește, săruri minerale, alge), forța motrice (mori, joagăre, pive, iar în ultimele decenii hidrocentrale).

Rolul apei în deșert - numai izvoarele și apele subterane.

Aspecte negative - inundații (ex. Huanghe cu schimbarea gurii de vărsare), lucrările de îndiguire cu rol de protecție dar și cu dezafectarea zonelor umede - inundabile.

Alimentarea cu apă a populației și industriei. Rolul primordial în alimentarea cu apă a populației, fie că este vorba de apa din râuri, din ape subterane, din ghețari. Reducerea resurselor de apă dulce a determinat migrarea și dispariția unor civilizații (Orientul Apropiat și Mijlociu).

Resursele de apă dulce se estimează la 44 700 km^3 din care se pot folosi doar 20 000 km^3 (lacuri, râuri, ape subterane).

Se remarcă discrepanțe mari în repartiția resurselor de apă pe Terra - bogate în zonele subpolare și ecuatoriale, sărace în zona mediteraneană și foarte săracă în cele tropicale uscate.

Desalinizarea apei de mare în Kuweit -5000 m^3/zi din Golful Persic, în Antile - insulele olandeze Aruba și Curacao, insulele Guernsey - Marea Mânecii, Republica Africa de Sud. Acest proces de desalinizare costă foarte mult în condițiile de tehnică și finanțare în prezent.

Transportul ghețarilor din Antarctica este o altă posibilitate de alimentare cu apă dulce dar cu costuri ridicate și pierderi pe drumul parcurs de la sursă la consumatori.

Apa ca mijloc de comunicație. Navigație oceanică, pe râuri interioare, canale navigabile (Suez: 1869 -162,2 km lungime, Panama: 1914 cu 81,6 km lungime și adâncimea de 13,5 m, Corint 5,5 km și adâncimea de 21-76 m, Kiel 98 km lungime) reprezintă cele mai semnificative căi de transport.

Alte utilizări ale apei: ca sursă de energie, utilizare care caracterizează secolul al XX-lea, pentru irigații - din antichitate și până în zilele noastre, tratamentul balnear etc.

BIBLIOGRAFIE

Furon, R., (1967), *Problema apei în lume*, Ed. Științifică, București;
Gâștescu, P., (1998), *Hidrologie*, Ed. Roza Vânturilor, Târgoviște;
Gâștescu, P., (2003), *Hidrologie continentală*, Ed. Transversal, Târgoviște;
Gâștescu, P., (2002), *Fluviile Terrei*, Ed. Transversal, Târgoviște;

Hubert, P., (1998), *Eaupuscule - une introduction a la gestion de l`eau*, Ed. H.G.A. Bucarest;
Kalesnik, S.V., (1959), *Bazele geografiei fizice generale*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti;
Lvovich, M.I., (1973), *The World's Water*, Mir Publishers, Moscow;
Lvovich, M.I., (1986), *Voda i jizni*, Mîsl, Moskva;
Mac, I., (2008), *Geografie normativă*, Ed. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca;
Mehedinţi, S. (1930), *Terra*, Ed. „Naţională" S. Ciornei, Bucureşti;
Martonne, Emm. de, (1926), *Areisme et Indice d'aridite*, C.R. Acad. Sc.;
Pişta, I., Zaharia, Liliana, (2002), *Hidrologie*, Ed. Universităţii din Bucureşti;
Romanescu, Gh., (2003), *Dicţionar de hidrologie*, Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti;
Roşu, Al., (1987), *Terra - geosistemul vieţii*, Ed. Ştiinţifică şi enciclopedică, Bucureşti;
Savin, C., (1996), *Dicţionar ştiinţific poliglot – hidrologie, gospodărirea apelor, meteorologie, protecţia mediului*, Ed. Tipored, Bucureşti;
Sorocovschi,V., (2003), *Hidrologia uscatului*, partea I-II, Ed. Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca;
Strahler, A.N., (1973), *Geografie fizică*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti;
Şerban, P., Gălie, Andreea, (2006), *Managementul apelor - principii şi reglementări europene*, Ed. Tipored, Bucureşti;
Yen Te Chow (editor-in chiet) (1964), *Handbook of applied hydrology*, McGraw Hill Book Company, New York;
*** (1998), *Encyclopedia of hydrology and water resources*, edited by R.W. Herschy and Rh.W. Fairbridge, Ed. Kuwer Academic Pubishers, Dordrecht/Boston/London;
*** (1978), *World Water balance and water resources of the Earth*, U.S.S.R., Committee for the International Hydrological Decade, UNESCO, Moskva.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul 2

APELE SUBTERANE

2.1. CONSIDERAȚII GENERALE

Hidrogeologia este ramura geologiei care se ocupă de cunoaşterea genezei, proprietăților fizico-chimice, starea de zăcământ, extensiunea, volumul şi deplasarea pânzelor de apă subterană.

Domeniul de studiu al hidrogeologiei îl reprezintă **litosfera** - unul din învelişurile (sferele) pământului.

Proveniența apei în litosferă poate fi **endogenă** (din interiorul pământului) şi **exogenă** (din atmosferă prin infiltrare).

În ceea ce priveşte originea, apele subterane pot fi:

Vadoase sau de infiltrație rezultând din apa de ploaie sau din topirea zăpezilor care se infiltrează în orizonturile permeabile de la suprafața litosferei. Aceste ape intră parțial în circuitul general al apei prin deplasarea lor în fisurile şi porii rocilor.

Juvenile sau **magmatice** ce rezultă din condensarea vaporilor în procesul de răcire şi degazeificare a magmei. De regulă, au temperaturi ridicate şi sunt încărcate cu săruri dizolvate din rocile pe care le străbat, fapt pentru care se şi numesc ape minerale. Dar, trebuie să subliniem faptul că sunt şi **ape minerale** provenite din apele vadoase care se încarcă în deplasarea lor de sus în jos şi lateral.

De zăcământ sau **veterice** care însoțesc, de regulă, zăcămintele de petrol şi formează acvifere sub presiune. Aceste ape prezintă mai mult calități balneoterapeutice decât de băut.

Apele fosile de origine vadoasă datând din perioade mai umede din Cuaternar (ex. cele din estul Saharei).

Ape geotermale care provin din apele vadoase ce se infiltrează şi se încălzesc potrivit treptei geotermice (1°C la 33 m) revenind apoi la suprafață.

2.2. PROPRIETĂȚILE ROCILOR DIN PUNCT DE VEDERE HIDROGEOLOGIC

Rocile ce alcătuiesc litosfera prezintă câteva caracteristici de care depinde înmagazinarea şi circulația apelor subterane şi anume: **porozitatea, permeabilitatea, capacitatea de absorție, gradul de îndesare** etc.

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

Porozitatea este caracteristica unor roci de a avea in masa lor spatii libere (pori) de mărimi variabile. Porozitatea este dată nu numai de pori, dar şi de interstiţiile şi fisurile rocilor (Fig. 2.1.).

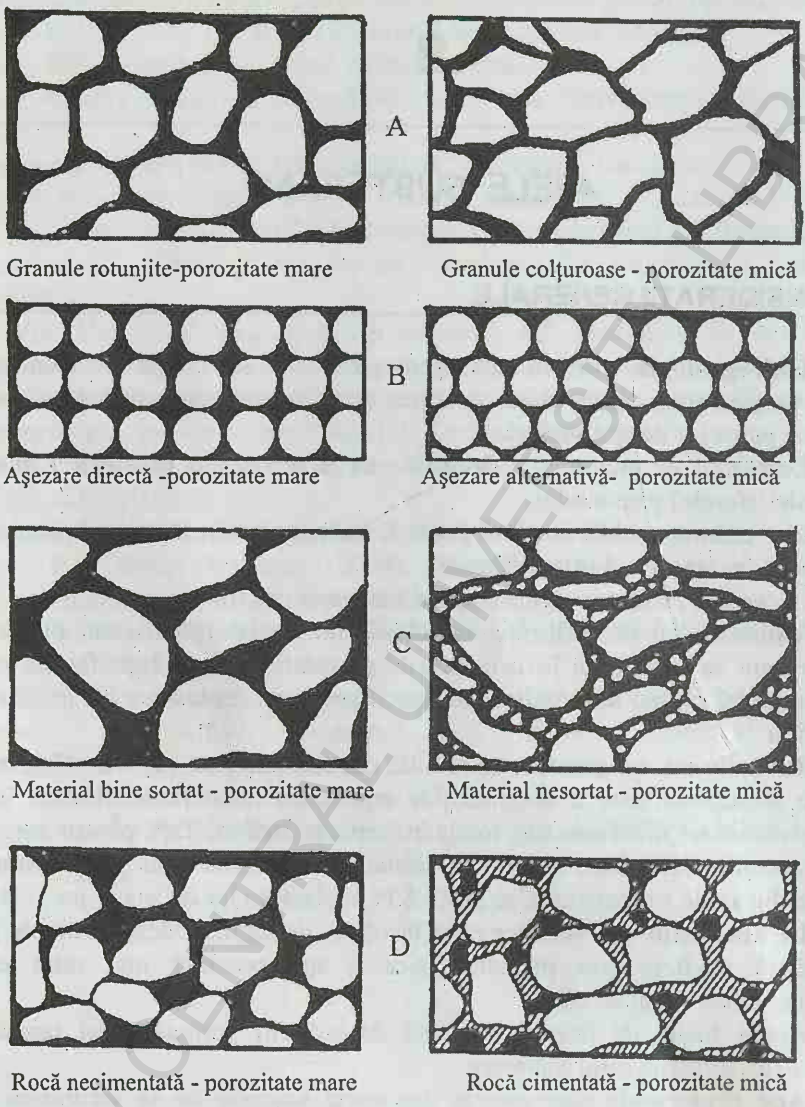


Fig. 2.1. Dependența porozității rocilor de anumite caractere petrografice (după diverşi autori); **A - de forma granulelor; B - de felul de aşezare a granulelor; C - de gradul de sortare; D - de gradul de cimentare**

Coeficientul de porozitate (n) este modul de apreciere a porozității şi este dat de raportul dintre volumul porilor (Vp) şi volumul total (Vt) al rocii analizate:

$$n = \frac{Vp}{Vt} * 100(\%) \qquad (2.1.)$$

În mod obişnuit, coeficientul de porozitate se determină în laborator prin metoda volumetrica potrivit relației:

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$n = \frac{Vt - Vs}{Vt} * 100(\%) \qquad (2.2.)$$

în care Vt -Vs = Vp unde: Vs este volumul scheletului de rocă rezultat din măcinarea eşantionului prelevat.

Se dau în continuare câteva exemple de coeficienţi de porozitate: sol 30-40, argile 10-50, nisip, pietriş 18-47, calcare 2,5- 20, gresii 5- 15, roci eruptive 1, cuarţite 0.5.

În natură se întâlnesc **roci poroase** şi **compacte** (Fig. 2.2). În categoria rocilor poroase intră rocile sedimentare (nisipuri, pietrişuri, bolovănişuri, argile, mame) ale căror pori nu depăşesc 1.2 mm diametru (ϕ).

După mărime porii se grupează în: **supracapilari** cu ϕ între 0.5 şi 1.2 mm (în aceste roci apa circulă conform legilor hidrodinamicii); când porii depăşesc 1,2 mm ϕ rocile se mai numesc macroporoase sau cavernoase; **capilari** cu ϕ între 0,5 şi 0,0002 mm, în aceste condiţii apa după ce intră în rocă este reţinută de forţa capilară şi circulă greu conform legilor hidrodinamicii; **subcapilari** cu ϕ sub 0,0002 mm, apa pătrunsă este reţinută fără să circule şi este cedată numai la temperaturi ridicate.

În concluzie se subliniază faptul că în rocile detritice (sedimentare) apa circulă nu în funcţie de volumul porilor ci de mărimea lor.

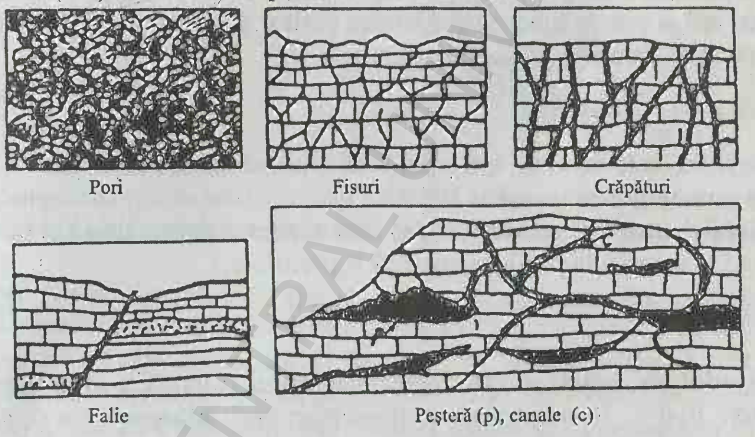


Fig. 2.2. Tipuri de goluri în roci

Porozitatea poate fi **primară** rezultată din tipul de rocă şi **secundară** când rezultă din acţiunea de dizolvare a apelor, fisurile datorate contractării, porii rezultând din procesele de cristalizare, deshidratare şi eroziune eoliană. Nisipurile au cel mai mare grad de porozitate.

Rocile compacte au pori reduşi dar prin prezenţa fisurii apa poate circula (rocile eruptive, metamorfice).

Deci, se întâlnesc **roci permeabile prin porozitate** (nisipuri, pietrişuri, loessuri, piroclastite) şi **roci permeabile prin fisuraţie** (calcare, roci eruptive). În rocile compacte acumulările de apă au loc în scoarţa de alterare sau la bază în cazul accidentelor tectonice (apele termale de la Băile Herculane care ajung la 2000 m).

Permeabilitatea este caracteristica rocilor de a fi traversate de apă. Această caracteristică este în funcţie de dispunerea particulelor, mărimea porilor,

temperatură şi vâscozitatea apei. Nisipurile, pietrişurile au un grad ridicat de permeabilitate.

Permeabilitatea poate fi **omogenă** şi **neomogenă** în cadrul aceluiaşi tip de rocă în funcţie de evoluţia ulterioară a acesteia.

Permeabilitatea, se exprimă în cm/s, dar şi în **unitatea darcy** care se defineşte astfel: debitul de 1 cm^3/s al unui fluid cu vâscozitatea dinamica 1 centipoise care se infiltrează printr-un mediu poros cu secţiunea de 1 cmp., sub acţiunea unui gradient de presiune de 1 atm/cm, 1 darcy = 0,966 * 10^3 cm/s sau 1 *10^{-3} cm/s.

Vâscozitatea apei este rezistenţa la curgere datorită frecării interioare, numită şi vâscozitate dinamică (n) ce variază cu temperatura (t). La 20°C vâscozitatea este egală cu 1 centipoise care reprezintă a suta parte dintr-un poise (după numele lui Poiseuille). În mod obişnuit, permeabilitatea se caracterizează prin **coeficientul de permeabilitate** (Kp) denumit şi **coeficientul de filtraţie** (Kf).

$$\eta = \frac{0,0001817}{1+0,337t+0,00022t^2}[kg/s/m^2] \qquad (2.3.)$$

Sub aspectul permeabilităţii rocile sunt: **permeabile, semipermeabile, impermeabile.**

Capacitatea de absorţie este caracteristică unei roci de a reţine o anumită cantitate de apă şi este în funcţie de mărimea porilor şi se exprimă prin **coeficientul de absorţie (Ca)** care este dat de relaţia:

$$Ca = \frac{m_1 - m}{m} * 100(\%) \qquad (2.4.)$$

unde: m_1 este masa de apa reţinută de o probă în stare naturală;

m - masa probei uscată la 105°C.

Coeficientul de saturaţie (Ca) este raportul dintre absorţia la presiune normală (a_i) şi absorţia la presiunea de 150 Kgf/cm^2, (a_p).

$$C_s = \frac{a_i}{a_p} \qquad (2.5.)$$

Gradul de îndesare (D) reprezintă starea naturală a unei roci; acesta variază între 0 şi 1. În acest sens se deosebesc roci: **afânate** D = 0,00 - 0,33, **îndesate** D = 0,33 - 0,66 şi **foarte îndesate** D = 0,66 - 1,00.

2.3. TIPURILE DE APĂ DIN PORII ROCILOR

În acest sens se deosebesc ape: **în stare de vapori, peliculară, gravitaţională, higroscopică, legată chimic şi în stare solidă** (Fig. 2.3).

Apa în stare de vapori este în funcţie de temperatura rocii magazin şi de elasticitatea vaporilor. Aceasta apă poate trece prin condensare în stare lichidă şi invers.

Apa peliculară formează un înveliş în jurul granulelor prin acţiunea forţelor de atracţie moleculară. Ea se poate deplasa de pe o granulă pe alta în stare lichidă fără a fi supusă forţei gravitaţionale. Această apă îngheaţă la -1°C şi trece în vapori la 100°C.

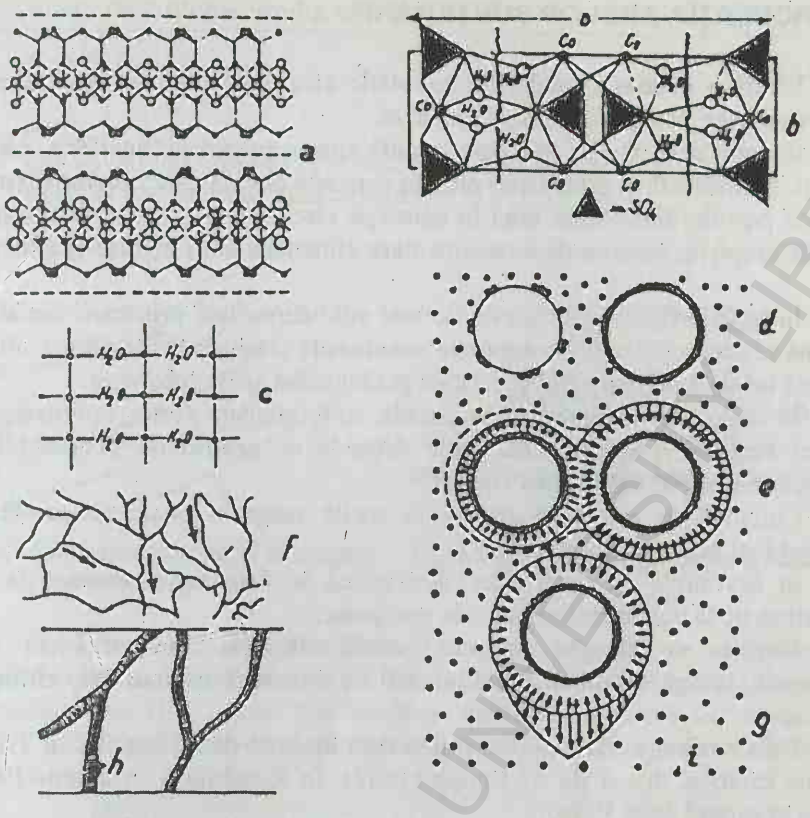


Fig. 2.3. Categorii de apă din roci (după diverşi autori); **a - de constituţie; b - de cristalizare; c - zeolitică; d - higroscopică; e - peliculară; g - gravitaţională; i - vapori; g – gheaţă**

Apa gravitaţională este apa din pori şi fisuri care intră sub acţiunea gravitaţiei. Aceasta se comportă normal (îngheaţă la 0°C şi fierbe la 100°C). Se poate prezenta şi sub formă solidă (gheaţă) la temperaturi sub 0°C. Apa gravitaţională este: capilara ce ocupă porii rocilor şi se poate ridica prin capilaritate în pori, când aceştia au dimensiuni mici: aceasta transmite presiunea hidrostatică şi este cedată prin evaporaţie; liberă ce umple spaţiile (pori, fisuri) şi se supune legilor generale ale lichidelor.

Apa higroscopică îmbracă granulele rocilor sub forma unei pelicule şi se menţine datorită forţei moleculare. Această apă nu transmite presiunea hidrostatică şi se deplasează numai în stare de vapori. Nu respectă legile hidrodinamicii. Este îndepărtată la +105°C şi îngheaţă la -78 °C.

Apa legată chimic face parte din compoziţia chimică a mineralelor şi poate fi sub următoarele forme:

- **apa de cristalizare** intra în compoziţia cristalină a mineralelor şi se degajă prin încălzirea treptată a rocilor;
- **apa hidratantă (de constituţie şi de cristalizare)** când intră în compoziţia chimică a mineralelor şi se eliberează la temperaturi înalte;
- **apa zeolitică** sau **apa de interreţea** intră în reţeaua cristalină a mineralelor şi se degajă numai prin temperaturi de peste 100°C.

2.4. CIRCULAȚIA APELOR SUBTERANE

Pentru a cunoaşte modul de circulaţie a apelor subterane este necesar a prezenta, succint, categoriile de roci magazin.

În acest sens, rocile prin care circulă apa se împart în: **acvifere** (nisipuri, pietrişuri, bolovănişuri, grohotişuri etc.) în care apa circulă uşor; **acvilude** (marne, argile) cu pori de dimensiuni mici în care apa circulă mai greu, **acvifuge** (rocile compacte eruptive, metamorfice, sedimentare cimentate etc.) în care apa nu poate circula.

În funcţie de caracteristicile de mai sus, depozitele prin care circulă apa subterană se mai deosebesc în: **depozite nesaturate şi saturate** (acvifere), ultimele au la bază un strat impermeabil şi ca atare acumulează apele subterane.

În depozitele magazin, apa circulă sub influenţa forţei gravitaţiei şi a înclinării stratelor. Modul de circulaţie depinde de **gradul de permeabilitate, compactitatea şi eterogenitatea rocilor.**

Curentul de apă care circulă în rocile magazin poate fi: **laminar** şi **turbulent** (cel mai adesea întâlnit).

În acviferele cu nivel liber, deplasarea se face sub influenţa presiunii hidrostatice, de la cotele înalte spre cele mai joase.

Direcţia de curgere se poate determina prin: **coloranţi** de regulă fluoresceină, fuxină, uranină, fenolftaleină etc., **trasori radioactivi, chimici şi grafic.**

Fluoresceina a fost aplicată prima dată în 1864 de P. Kandler în Triest în terenurile carstice, urmat de A. Knopp (1887). În România S. Mihuţia (1901) a folosit-o în carstul de la Vaşcău.

Detectarea deplasării fluoresceinei se face cu ochiul liber, cu colorimetrul, cu fluoroscopul şi cu lampa Wood.

Alţi trasori chimici - clorurile de sodiu, litiu, calciu, amoniu, acestea cu inconveniente că sunt absorbite de aluviuni, iar la viteze mari difuzia este slabă.

Trasori radioactivi, izotopii brom^{82}, cadmiu^{15}, iod1^{31}, seleniu^{75}, argint^{110}, iodura de sodiu, sulf. Acestea au avantajul că se transmit şi se pot măsura şi prin roci cimentate. Se aplică până la 40 m adâncime.

Grafic. Se alege pe un plan topografic o reţea de 3 puncte (foraje) la care se măsoară adâncimea faţă de nivelul mării. Prin unirea celor 3 puncte în formă de triunghi si coborârea perpendicularei din vârful triunghiului cu valoare (cotă) maximă pe o dreaptă care uneşte punctele cu aceeaşi cotă, se obţine direcţia de curgere (BE în Fig. 2.4).

Gradientul hidraulic (i) este diferenţa de presiune dintre 2 puncte (unitate de lungime) de pe nivelul (panta) piezometric (Fig. 2.5).

Coeficientul de infiltraţie (Ki). Deplasarea pe verticală (descendentă) a apei în rocile nesaturate se numeşte infiltraţie (percolaţie). Acest coeficient se determină în teren sau laborator prin experimente şi se exprimă potrivit relaţiei:

$$K_i = \frac{V_i}{i} \qquad (2.7.)$$

unde:

V_i este viteza de infiltrare; i - gradientul hidraulic.

Viteza de infiltrare rezultă din:

$$V_i = \frac{Q_i}{S_1}(cm/s) \qquad (2.8.)$$

unde:

Q_i este debitul infiltrat; S_1 - secțiunea luată în considerare

În cazul în care *i* este egal cu unitatea (1)

$$K_i = V_i = \frac{Q_i}{S_1} \qquad (2.9.)$$

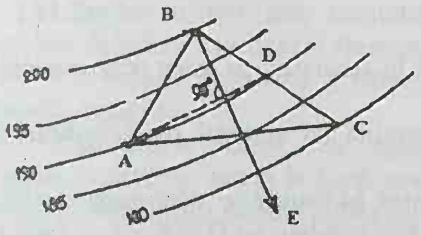


Fig. 2.4. Determinarea direcției de curgere prin metoda grafică

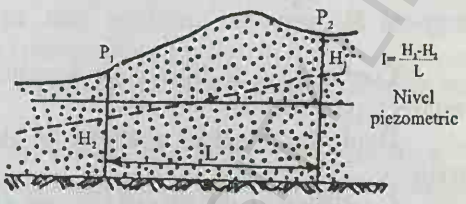


Fig. 2.5. Determinarea gradientului hidraulic

Coeficientul de filtrație. Pătrunderea apei în rocile cu pori saturați se numește filtrație și se exprimă prin coeficientul de filtrație (Kt) egal cu coeficientul de permeabilitate (Kp). Acest coeficient se definește ca viteză de deplasare (de filtrație - Vt) a apei printr-un mediu permeabil saturat cu un gradient hidraulic (*i*) egal cu unitatea

$$V_f = \frac{Q_f}{S}(cm/s) \qquad (2.10.)$$

unde:

Qf este debitul de filtrare

S- suprafața secțiunii stratului.

Viteza reală (Vr) este dată de relație:

$$V_r = \frac{V_f}{n}(cm/s) \qquad (2.11.)$$

unde:

n este porozitatea cu valori subunitare

și, deci, Vr este mai mare decât Vf.

În rocile cu porozitate omogenă în care curgerea apei are aspect **laminar**, viteza de filtrație este dată de **legea Darcy**.

$$V_f = \frac{Q_f}{S} = K_f \cdot i \qquad (2.12.)$$

Legea Darcy este aplicabilă în depozitele în care diametrul granulelor depășește 3 mm sau este sub 0,01 mm.

De regulă curgerea apei are un caracter **turbulent** (roci fisurate, goluri carstice, porozitate neomogenă). În această situație deplasarea apei se face conform **legii Chézy - Krasnopolski:**

$$V_f = C\sqrt{R \cdot i} \qquad (2.13.)$$

BUCUREȘTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde:

Vf este viteza de filtrație în regim turbulent

C - coeficientul de rugozitate al pereților

R - raza hidraulică (raportul dintre suprafața secțiunii transversale a curentului și perimetrul udat)

i - gradientul hidraulic

Dacă notăm $C\sqrt{R} = K_f$, adică coeficient de filtrație turbulent, rezultă că

$V_f = K_f \cdot i$ (2.14.)

și $K_f = \frac{V_f}{i}$ (2.15.)

Coeficientul de filtrație se determină în laborator, pe teren (experimental) și indirect, prin calcul).

Debitul stratelor acvifere se determină cu ajutorul coeficientului de filtrație.

Coeficientul de filtrație și gradientul hidraulic se determină conform procedeelor amintite, viteza de filtrație $V_f = K_f \cdot i$ (m/zi), iar $Q = K_f \cdot i \cdot s$ (mc/zi), în care $s = L \cdot H$ (m^2), adică lățimea (L) și grosimea (H) a stratului acvifer.

2.5. DISTRIBUȚIA APELOR SUBTERANE PE VERTICALĂ

În procesul de infiltrare a apei depozitele se prezintă în două situații **saturație completă** (toți porii îmbibați cu apă) și **incompletă** (apa ocupă numai porii capilari) și deci apa se menține în roci datorită forței moleculare fiind numită **apă suspendată.**

Se deosebește astfel, în profil vertical o **zonă de aerație (saturație incompletă)** și o **zonă de saturație**; limita dintre cele două zone se numește nivel freatic (piezometric, hidrostratic) (Fig. 2.6.).

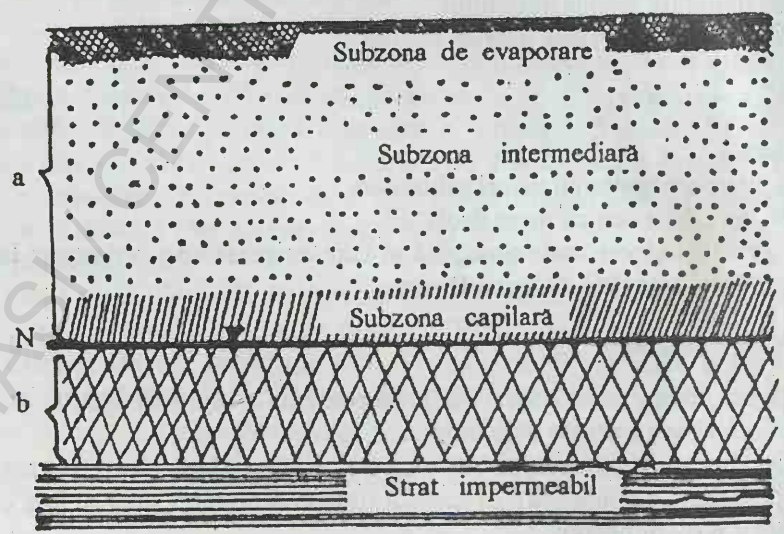


Fig. 2.6. Distribuția apelor subterane pe verticală a) zona de aerație (de saturație, incompletă, oxidație) b) zona de saturație (alimentație) N-H nivel piezometric (freatic, hidrostatic)

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Sub aspectul proceselor chimice se deosebesc:

-**zona de oxidaţie** (a) sau alteraţie corespunzător zonei de aeraţie;

-**zona de cimentaţie** (b) între cea de oxidaţie şi adâncimea limită de pătrundere a apei în litosferă (9-12 km) respectiv până unde apa se disociază în elementele componente (la 365°C).

2.6. STRATELE ACVIFERE

Stratul acvifer este cantonat în roci acvifere care pot fi **omogene** (permeabile prin porozitate) şi **eterogene** (permeabile prin fisuraţie).

În funcţie de poziţia acviferelor faţă de stratul impermeabil, acestea sunt **libere** şi **captive**.

Acviferele libere sunt apele subterane acumulate prin infiltraţie în depozitele care au numai în bază strat impermeabil. La partea superioară nivelul freatic (piezometric) variază în funcţie de condiţiile climatice şi topografice. Aceste acvifere îmbracă, mulează formele de relief. (Fig. 2.7. A).

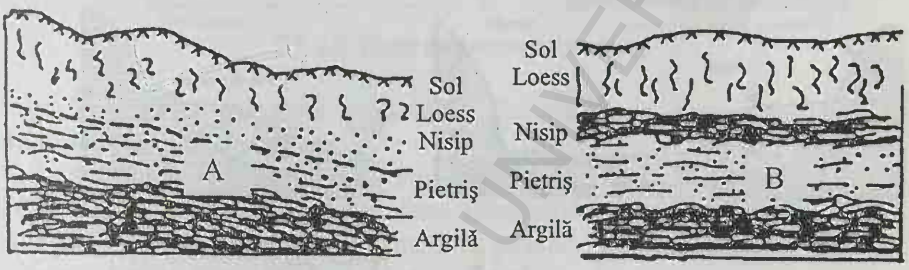


Fig. 2.7. Acvifere libere şi captive

Tipuri de acvifere libere

a) **Acvifere în depozite aluvionare** (lunci, albii majore, terase fluviatile). Acestea au relaţii directe şi reciproce cu variaţia nivelului din râuri.

b)**Acvifere în conuri de dejecţie**, datorită structurii heterogene cu lentile impermeabile şi pot fi acvifere libere şi captive.

c)**Acvifere în roci compacte cu fisuri mici**, în roci eruptive, metamorfice şi sedimentare cimentate, fisuri mari în calcare, dolomite ca urmare a procesului de dizolvare în care apa circulă cu uşurinţă.

Acvifere captive situate între două strate impermeabile în care acviferul are o suprafaţă de alimentare redusă ce nu corespunde cu suprafaţa stratului ci cu capătul stratului (Fig. 2.7. B).

Apa care se ridică deasupra nivelului terenului se numeşte **apă arteziană** (de la reg. Artois din Bazinul Paris) sau ajunge, numai, la suprafaţa terenului (**apa ascensională**).

Nivelul piezometric este nivelul la care se ridică apa din stratul captiv datorită presiunii hidrostratice. **Nivelul piezometric pozitiv** când acesta depăşeşte suprafaţa terenului şi **nivel piezometric negativ** când nu depăşeşte suprafaţa terenului.

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

Locul de apariție la suprafața terenului a apei subterane se numește **izvor** sau **emergență**. Acesta apare la baza unui abrupt, a unui versant, la accidente tectonice, goluri carstice etc.

În cazul terenurilor calcaroase, se folosesc două denumiri asupra izvoarelor (emergențelor) și anume: **resurgență**, apariția unui curs subteran care a dispărut în altă parte printr-un sorb sau ponor (ex. Bigăr în Banat, Topolnița în Mehedinți); **exurgență**, apariția la limita masivului calcaros a unor ape vadoase infiltrate la suprafață prin fisuri; în România se numește **izbuc** (ex. Călugări, Munții Apuseni, Ochiul Beiului Banat etc.).

După poziția lor, **izvoarele** sunt **descendente** și **ascendente**.

Izvoarele descendente sunt cele mai frecvente și rezultă din descărcarea unor acvifere la intersectarea lor de un accident morfologic. În această categorie intră izvoarele de la baza versanților, a conurilor de dejecție, a teraselor fluviatile. Mai sunt izvoare descendente de strat monoclinal, de sinclinal, de anticlinal, în roci compacte. (Fig. 2.8.).

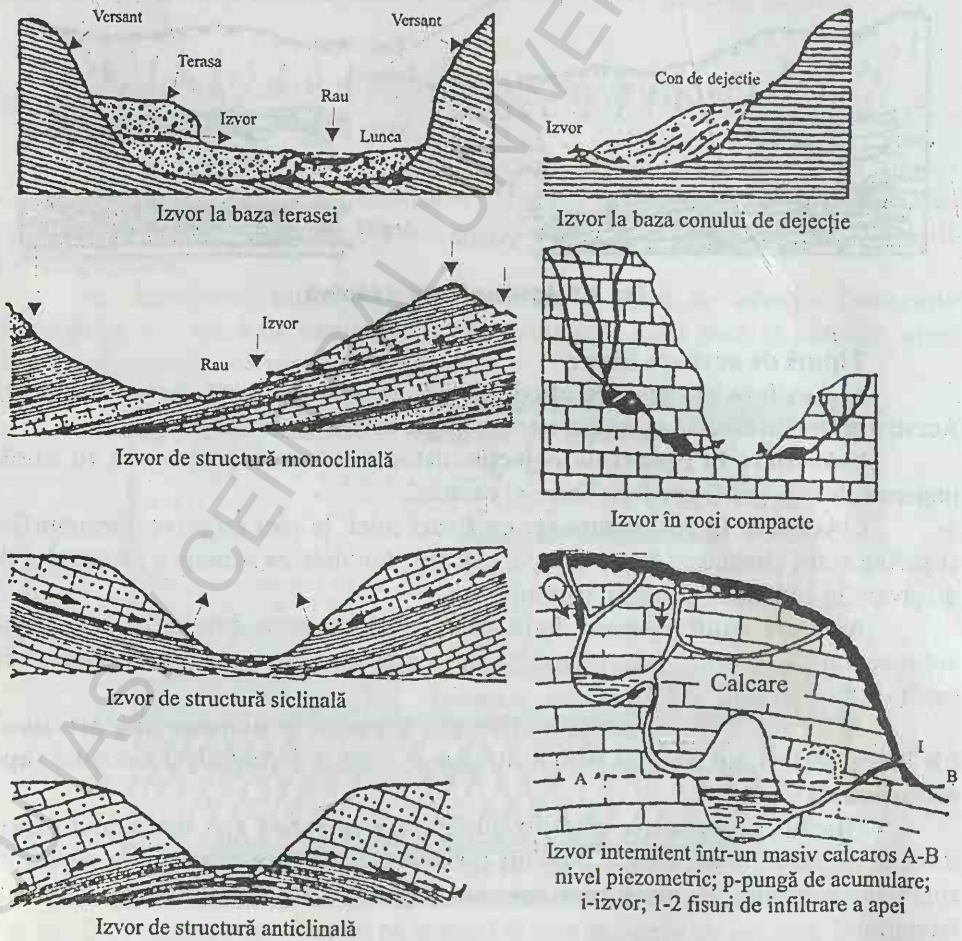
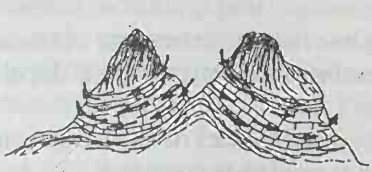
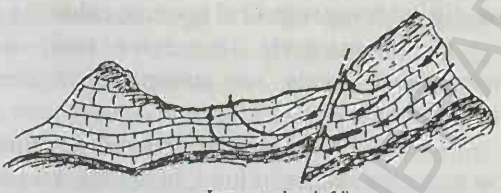


Fig. 2.8. Tipuri de izvoare descendente

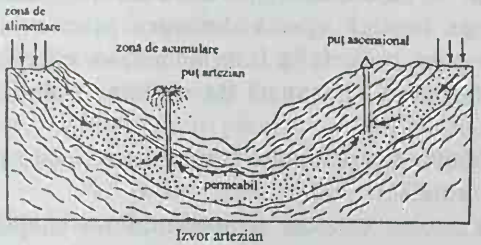
Izvoarele ascendente, fiind de regulă, cuprinse între două strate impermeabile, circulația între zona de alimentare și cea de apariție la zi se face sub presiune. (Fig. 2.9.)



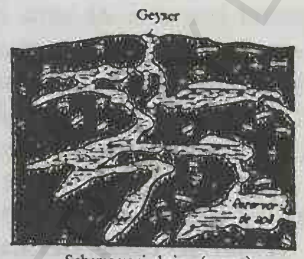
Izvor ascendent de strat



Izvor ascendent de falie



Izvor artezian



Schema unui gheizer (geyser)

Fig. 2.9. Tipuri de izvoare ascendente

În această categorie intră **izvoarele arteziene, izvoarele vocluziene, izvoarele de strat, de falie** etc.

Izvoarele arteziene se formează în mod obișnuit într-o structură de sinclinal, fiind alimentate pe cele două flancuri ale acestuia. Deoarece sunt sub presiune, prin străpungerea axului sinclinal, pe cale naturală sau prin foraje, rezultă un izvor artezian, numit în unele locuri în România și țâșnitor.

Izvoare vocluziene sunt specifice regiunilor calcaroase (exurgențe), iar denumirea vine de la localitatea Vaucluse din Franța. Apa din râuri și pâraie dispare la un moment dat într-o masă calcaroasă și circulă prin fisuri, goluri și apare la o cotă mai coborâtă cu debit bogat. Locul de dispariție se numește **sorb**, iar cel de apariție **izbuc** (izbucnitură), izvor vocluzian.

Izvoarele intermitente în regiuni calcaroase și în cele cu activitate vulcanică. În regiunile calcaroase acestea se numesc izbucnituri, iar în cele vulcanice **gheizere** cu temperaturi ridicate (80 - 85°C) (vezi fig. 2.8.).

Izvoarele intermitente din masivele calcaroase prezintă caracteristici de alimentare și descărcare interesante. Acest tip de izvor a fost semnalat și descris prima dată de Ch. Darcy în 1856, în Franța, iar la noi în țară de I. Maxim (izvoarele Bujor și Călugări din M. Apuseni). Izvoarele intermitente din calcar pot avea bazin de acumulare simplu, dublu și chiar mai multe în lanț. Izvorul intermitent de la Călugări Vașcău are un bazin dublu.

Gheizerele sunt frecvente în regiunile vulcanice și se caracterizează prin ape fierbinți de origine vadoasă sau chiar juvenilă.

La un gheizer se pot identifica câteva componente (părți asemănătoare cu cele ale unui vulcan. La suprafață, acestea prezintă un con care are în mijloc un crater, dar de dimensiuni mici. În interiorul scoarței, se găsește un canal (coș) prin care apa gheizerului vine în contact cu masa (sursa) de încălzire care este de natură

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

magmatică. Cele mai cunoscute gheizere sunt în Yellowstone SUA, Islanda, Noua Zeelandă, Pen. Kamceatka (vezi fig. 2.9.).

Clasificarea izvoarelor după temperatură. În funcție de acest parametru se disting **izvoare reci** și **izvoare calde.**

În categoria **izvoarelor reci**, sunt incluse acele emergențe care au temperatura egală sau apropiată cu cea a mediului înconjurător (a locului respectiv).

Aceste izvoare au ca sursă de alimentare apele freatice, de infiltrație, care se găsesc la adâncimi mici, în apropierea păturii cu temperatură constantă.

Datorită constanței temperaturii, aceste izvoare, în regiunea temperată, vara aparent sunt reci iar iarna mai calde, în raport cu temperatura aerului. Când aceste izvoare se alimentează din pânza freatică situată deasupra orizontului litologic cu temperatură constantă, temperatura acesteia va fi influențată de energia solară, iar când va fi situată sub aceasta, va fi influențată de căldura (energia) internă a Pământului.

Izvoarele reci constituie sursa de alimentare a populației, în cazul când și salinitatea (gradul de mineralizare) este normală.

Izvoarele calde (termale) sunt acelea care au temperatura tot timpul anului mai mare decât cea a mediului înconjurător (mai precis, mai mare decât temperatura medie a aerului a lunii celei mai calde).

Temperatura mai ridicată a izvoarelor calde se datorează treptei geotermice, deci apa acestora venind la suprafață de la adâncimi mai mari.

De regulă, apa izvoarelor calde provine din infiltrarea apelor meteorice (vadoase), dar sunt și situații când acestea provin din apele juvenile (magmatice). Izvoarele calde se mai numesc și geotermele.

După ecartul termic izvoarele termale se grupează astfel:

- **hipotermale** când temperatura este între + 20° și + 35°C; în această categorie intră cele mai multe izvoare atât în România cât și pe Terra (Vichy, Brides, Royat în Franța, Ischia, Salsomaggiore în Italia, Lunca Bradului - Topolnița, Băile Olăneşti, Mangalia, Tuşnad Băi, Mocrea, Moneasa în România etc.);
- **izotermale** care au temperatura apropiată de cea a corpului omenesc + 36°C, + 37°C (Gréoulx -Franța, Vinh -Hao - Vietnam, Vața de Jos pe Valea Crişului Alb România);
- **mezotermale** cu temperatura între +38°C și + 42°C sau până la 45°C (Vichy Etat, La Monetier în Franța, Băile Felix și Băile 1 Mai în România);
- **hipertermale** cu temperatura peste 45°C și care apar la suprafață, în cea mai mare parte pe linii de falii de la adâncimi apreciabile fiind și radioactive (Karlovy Vary 75°C în Cehia, Budapesta 77°C în Ungaria, Baden - Baden 68°C, Wiesbaden 68°C, Aachen 55°C în Germania, Axles - Thermes 77°C, Thuês 78°C, Vichy izvorul Dome 66°C în Franța, Hakone - Park 70°C, Kusatsu 62°C în Japonia, Băile Herculane cu Baia Neptun, Baia romană, Baia Diana, Şapte Izvoare, Băile Felix cu 48°C și 69°C în România).

După cum se constată în această categorie hipertermale intră cele mai renumite izvoare folosite în tratamentul balnear.

2.8. APELE MINERALE

Sub raport genetic acestea sunt determinate (legate) de ariile şi activităţile vulcanice (actuale şi post vulcanice), de zăcămintele de petrol, cărbune, gaz metan şi sare. În cea mai mare parte originea apelor este vadoasă prin infiltrare (linii de falii şi alte accidente tectonice) se încarcă cu diferite săruri, elemente radioactive, iar unele îşi ridică temperatura. Prin revenirea la suprafaţă sub formă de izvoare sau prin captare prin foraje, apele minerale sunt folosite în scopuri curative (ape minerale) şi tratament balnear (ape balneare). Se apreciază că peste 0,5 g/l, apele sunt minerale, dar aceasta este discutabilă deoarece întâlnim râuri cu mineralizare până la 1 g/l care nu sunt considerate ape minerale.

După conţinutul în gaze şi elemente chimice apele minerale se împart în: **carbogazoase** cu peste 1 g/l de CO_2; **bicarbonatate** cu carbonaţi de Ca peste 1 g/l; **sulfatate** (sulfuroase) cu peste 1 mg/l sulf titrabil; **feruginoase** cu peste 10 mg/l fier; **clorurate** cu prezenţa Cl Na. De asemenea apele mai sunt **ioduroase, arsenice** prin prezenţa iodului sau arseniului.

Tot în categoria apelor minerale sunt incluse **apele radioactive** şi cele **oligominerale** (sărace în substanţe minerale).

Tipuri de izvoare minerale. Carbogazoase simple caracterizate prin prezenţa lui CO_2, au o răspândire mare în ariile cu manifestări postvulcanice (Karlovy -Vary - Cehia, Spa - Belgia, Vişeul de Sus, Jigodin- Băi, Suseni etc. în România).

Bicarbonatate carbogazoase în care se disting izvoarele alcaline cu predominarea cationilor de Na, K şi terroase în care predomină cationii de Ca şi Mg. Aceste izvoare sunt răspândite tot în ariile vulcanice (Karlovy- Vary, Spa, Ciechocinek - Polonia, în Vietnam, Algeria, SUA). În România menţionăm Valea Vinului, Parva, Sângeorz Băi pe Someşul Mare, Bixad Maramureş, Bilbor, Borsec, Olteni şi Zizin, în Munţii Metaliferi şi Poiana Ruscă.

Bicarbonatate simple răspândite tot în ariile vulcanice (fără CO_2) Vichy, Vals, Mont Dore în Franţa, Teplice - Cehia, Budapesta etc. În România menţionăm Arad, Urzicuţa Dolj, Leţcani Bacău.

Feruginoase cu prezenţa fierului până la 10 mg/l şi temperatura mediului. În România amintim Poiana Ilvei, Vatra Dornei, Dorna Cândreni, Poiana Negri, Miercurea - Ciuc, Malnaş Vâlcele, Turţ Băi, Mocrea. În Anglia la Harrogate, în Belgia la Spa, Warm Springs în SUA, Krynica în Polonia.

Sulfuroase cu predominarea H_2S, sulfurilor şi se întâlnesc în zona muntoasă. În România - Izvoarele Sucevei, Moldaova - Sulita, Moineşti, Pucioasa, Căciulata, Băile Olăneşti, Băile Govora, Strunga, Băile Herculane. În Germania la Aachen, în Spania la Pandicosa, în Grecia la Hipata etc.

Sulfatate la care apele provin de la mare adâncime şi sunt puţin mineralizate. În România se găsesc la Oglinzi, Bălţeşti, Borleşti Neamţ, Ivanda Timiş. La Plombieres şi Saint Gervais în Franţa, la Bagastein în Austria, Hot Springs of Arkansas în SUA etc.

Clorosodice cu mineralizare mai mare ca urmare a dizolvării masivelor de sare. Menţionăm izvoarele de la Baden - Baden, Bad Kreuznach şi Wiesbaden - Germania, Kişlovodosk Rusia, Bad Ischl Austria. În România - Cacica - Suceava,

Vânători Neamț, Tg. Ocna, Slănic- Moldova, Slănic - Prahova, Țintea, Băicoi, Telega, Ocnele Mari, Ocna Sibiului, Turda, Ocna Mureș, Someșeni - Cluj, Cojocna, Sic, majoritatea reprezentate prin lacuri.

Iodurate apar tot în regiunile salifere Vulcana - Băi, Moreni, Sărata - Monteoru, Bazna (legat de zăcămintele de metan).

Oligominerale au săruri foarte puține dar cu proprietăți termice curative - Moneasa, Salonta, Băile Felix. Sunt și izvoare oligominerale reci - Plopiș, Cermei, Chișineu Criș, Fibiș, Bogda, toate în România.

Radioactive la care îmbogățirea apelor cu izotopi radioactivi are loc în roci eruptive, vulcanice (uraniu, thoriu, radiu). Dezintegrarea radiului dă emanații de Radon (Rn).

Măsurarea radiactivității se face prin unități de picocurie (pCi) unde 1 Ci = 3,7 x 10^{10} dez./s. Datorită dificultăților de calcul, se folosește o altă unitate numită rutherford (1 rutherford rd = 10^6 dez./s iar microrutherford rd = 1 dez./s. Tot aici se folosesc unitatea Maché (uM) sau eman (e).

Izvoarele radioactive din România se pot clasifica după gradul de radioactivitate în mai multe grupe:

- **foarte slab radioactive** care au până la 500 pCi/Rn/l sau 18,5 μrd. (Sâncrăieni, Mădăraș, Lueta, Biborțeni, Malnaș Băi, Covasna, Vatra Dornei, Baile Felix, Băile 1 Mai, Govora, Mangalia etc.);
- **cu radioactivitate slabă** care au între 500 - 1000 pCi/Rn/l sau 18,5 - 37 μrd (Harghita -Băi, Cârța, Vlăhița, Stâna de Vale, Moneasa, Buziaș);
- **cu radioactivitate moderată** care au între 1000 5000 pCi/Rn/l sau 37 - 185 μrd (Bilbor, Borșa, Valea Vinului, Valea Mariei, Lipova, Căciulata, Călimănești, Băița, Gioagiu Băi, Slănic Moldova;
- **cu radioactivitate mare** care au între 500 - 10000 pCi/Rn/l sau 185- 370 μrd (Borsec, Someșeni, Jibou);
- **cu radioactivitate deosebită** care au peste 10.000 pCi/Rn/l sau peste 370 μrd (Sângeorz Băi, Tușnad Băi, Băile Herculane, fiind folosite în balneoterapie.

BIBLIOGRAFIE

Dassargues, A. (1995), *Modeles mathématiques en hydrogéologie*, Program Tempus „Sciences de l'eau et environnment", Ed. Didactică și Pedagogică, București;

Pascu, M., (1983), *Apele subterane din România*, Ed. Tehnică, București;

Pascu, M., Stelea, V. (1968), *Cercetarea apelor subterane*, Ed. Tehnică, București;

Pișota, I., Zaharia, Liliana, (2002), *Hidrologie*, Ed. Universității din București;

Preda, I., Maroși, P. (1971), *Hidrogeologie*, Ed. Didactică și Pedagogică, București

Preda, I., Țenu, A. (1981), *Resurse de ape minerale și termal*, Centrul de Multiplicare al Universității București;

Pricăjean, A. (1972), *Apele minerale și termale din România*, Ed. Tehnică;

Sorocovschi, V., Șerban, Gh., (2008), *Hidrogeologie*, Ed. Casa Cărții de Știință, Cluj Napoca;

Zamfirescu, F., (1995), *Hidrogeoloogie. Dinamica apelor subterane*, Ed. Universității București.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul 3

HIDROLOGIA RÂURILOR (POTAMOLOGIA)

3.1. CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA REȚELEI HIDROGRAFICE

Dacă privim imaginea planetei Terra luată prin satelit, ea ne apare organizată, de la cele mai mici firişoare de apă, respectiv rigole şi ogaşe, şi până la cele mai mari artere râuri, fluvii, în numeroase organisme care, în cea mai mare parte se termină la marginea mărilor şi oceanelor, uneori în interiorul continentelor, în lacuri sau în centrul unor depresiuni închise (Shari în lacul Ciad Africa, Amudaria şi Sîrdaria în lacul Aral Asia, Iordan în Marea Moartă Asia, Desaguadero în lacul Titicaca America de Sud şi nu pe ultimul loc Volga în Marea Caspică Europa).

Se poate afirma că reţeaua hidrografică are cel mai mare grad de acoperire, de cuprindere a suprafeţei Terrei, în comparaţie cu alte componente ale mediului geografic.

Precipitaţiile ajunse pe suprafaţa uscatului, exceptând cantitatea care se consumă prin evaporaţie şi evapotranspiraţie şi care trece direct în atmosferă, datorită diferenţei de nivel (de altitudine) unde cad, şi nivelul „0" al mării, pe de o parte, şi forţei gravitaţionale, pe de altă parte, se deplasează, şi prin conjugare firişor cu firişor de apă se formează artere hidrografice din ce în ce mai bine conturate, care ajung, mai devreme sau mai târziu, în Oceanul Planetar. Chiar şi acea parte din precipitaţii care se infiltrează în scoarţa terestră (litosferă) şi formează orizonturile de apă freatică, se supune aceleaşi forţe gravitaţionale, deplasându-se apoi lent pe cale subterană, până ce revine la suprafaţă sub formă de izvoare.

Aşadar, scurgerea naturală a apei provenită din ploi, existentă în cursul anului, determinată de panta terenului, ce se concentrează într-un curent de apă canalizat de forma de relief negativă şi alungită (vale), generează un râu.

Simion Mehedinţi, fondatorul geografiei moderne româneşti (1868-1962), în lucrarea sa fundamentală „Terra" (op. citată pag. 249) dădea următoarea definiţie râului: „totalitatea şuviţelor de apă care scurg umezeala unui ţinut întreg spre punctul cel mai de jos al bazinului respectiv".

Faţă de această definiţie şi noţiune generică de râu, se întâlnesc numeroase trepte şi variante, care definesc acelaşi proces.

În ceea ce priveşte dimensiunea se întâlnesc, de asemenea, multe topice, proprii diferitelor popoare sau regiuni de pe glob.

În limbajul nostru curent, care a intrat în literatura de specialitate se găsesc termenii de: **pârâiaş, pârâu** şi **râu**. Aceste denumiri indică o anumită mărime a

organismului hidrografic, de cel mai mic (pârâiaş), care poate fi permanent, de regulă fiind temporar, până la cel de râu care, normal trebuie să aibă scurgere permanentă, deşi în cazuri excepţionale şi acesta seacă.

Termenul de **fluviu**, ce a intrat în limbajul geografilor ca râu de dimensiuni mari şi care se varsă într-o mare sau ocean şi care provine din cuvântul francez „fleuve" (la origine, în latină, „flumen" care înseamnă apă ce curge printr-o vale), nu a reuşit să se generalizeze pe întreaga Terră.

Simplu fapt, că o arteră hidrografică se varsă într-o mare sau ocean să se numească fluviu nu este corect, deoarece este necesar să se asocieze şi o anumită mărime (lungime, bazin sau debit) exemplu fluviul Dunărea în comparaţie cu Nistru care ar trebui să se numească tot fluviu.

Deoarece până în prezent n-au fost stabilite nişte criterii (parametri cantitativi şi calitativi) pentru diferenţierea unui râu de un fluviu, folosirea unuia sau altuia dintre cei doi termeni este, de cele mai multe ori, neangajantă.

Oricum, trebuie să reţinem faptul că nu este nici o greşeală dacă vom întrebuinţa termenul de râu pentru oricare arteră hidrografică mare ca Amazon, Mississippi, Congo, Nil, Enisei etc., dar nu este acelaşi lucru să denumim ca fluviu o arteră mică de apă numai pentru faptul că se varsă direct în mare sau ocean.

Revenind la termenul de râu, subliniem faptul că prima trăsătură a acestuia este convergenţa mai multor artere secundare către una principală care alcătuiesc împreună un **bazin hidrografic**.

Afirmaţia făcută la început că bazinele hidrografice reprezintă forma aproape generalizată de acoperire a suprafeţei Terrei, trebuie potrivită în raport cu poziţia hipsometrică a diferitelor regiuni şi cu condiţiile climatice, în cadrul cărora reţinem, în mod special, aportul precipitaţiilor şi al temperaturii aerului.

Forţa gravitaţiei şi energia de relief dată de diferenţa de nivel dintre cele mai înalte cote şi nivelul de bază (în cazul generalizat nivelul oceanului sau al mării) n-ar putea genera scurgerea lichidă fără existenţa precipitaţiilor care furnizează apa ce se pune în mişcare prin intermediul văilor.

În aceste condiţii nu pe toată suprafaţa Terrei există scurgere lichidă superficială şi, deci, nici o reţea hidrografică efectivă (activă). S-a văzut, de asemenea, că nu toate regiunile şi respectiv râurile ce le drenează au scurgere către Oceanul Planetar, sau cum s-ar mai putea spune „ieşire la mare".

Plecând de la postulatul că bazinele hidrografice sunt consecinţă a climei cunoscutul geograf francez Emm. de Martonne (1926) a analizat distribuţia râurilor (prezenţa sau absenţa, bogăţia sau sărăcia de apă a acestora) cu ajutorul indicelui de ariditate (K) care-i poartă numele şi în care se ia bază raportul dintre precipitaţii (P) şi temperatură (T).

$$K = \frac{P}{T + 10^{\circ}C} \qquad (3.1.)$$

Pe baza acestui indice Emm. de Martonne a apreciat că formarea râurilor, deci şi a scurgerii lichide la nivelul câmpiilor joase (0-200 m), în absenţa fenomenelor carstice pentru zona temperată ar avea loc în condiţiile unor precipitaţii de cel puţin 250 mm/an; pentru zona subtropicală 500 mm/an şi pentru zonele aride (de tipul Saharei, Kalahari, Marele Deşert Australia) 1000 mm/an.

Analizând o hartă a distribuției și densității rețelei hidrografice, remarcăm valabilitatea celor afirmate mai sus și anume; bogăția râurilor în zona ecuatorială, subecuatorială și temperată și absența lor în regiunea tropicală, mai precis acolo unde indicele de ariditate este sub 5.

Dacă se analizează Nilul, care are bazinul superior în zona ecuatorială și care apoi străbate, până la Marea Mediterană unde se varsă, zona tropicală aridă (Sahara de est), vom constata reducerea treptată a debitului, de la obârșie spre vărsare, pe când la cele mai multe râuri situația este inversă.

Corelând scurgerea apei cu precipitațiile și temperatura aerului din diferite zone geografice se poate afirma că: acolo și atunci când precipitațiile sunt în cantități mai mari decât evaporația (X > Z), râul are scurgere permanentă și în mod normal are „ieșire la mare". Această situație hidrografică se numește **exoreism**, iar regiunea unde se întâlnește - **exoreică**.

Dacă precipitațiile sunt mai mici decât evaporația (X< Z), regiunea este lipsită de scurgere și se numește **areică**, iar fenomenul **areism**.

O altă situație, considerată intermediată, în procesul scurgerii este **endoreismul** în care deși există scurgerea lichidă, râurile din acea regiune nu au „ieșire la mare" iar regiunea se numește **endoreică**.

Endoreismul, în principal, este de natură climatică prin faptul că un organism hidrografic sau un ansamblu de asemenea organisme are scurgere în secțiunile superioare și mijlocii, dar se pierde prin evaporație în secțiunea inferioară, când ajunge în deșert (exemplu: râurile din Asia Centrală, Podișul Iran, Podișul Gobi, versantul sudic al Munților Atlas din nordul Africii etc.).

O regiune endoreică poate fi generată, la început, și de factorii geologici, în sensul că o depresiune de natură tectonică este izolată sub aspectul scurgerii lichide de rețeaua hidrografică exoreică.

Astfel de situații sunt numeroase pe Terra. În centrul unor asemenea regiuni se găsește un lac care polarizează râurile din jur. Dar și în aceste cazuri trebuie să facem anumite precizări.

Dacă o asemenea depresiune se găsește într-o zonă geografică în care precipitațiile sunt mai mari decât evaporația și deci există un excedent de apă care trebuie să se scurgă, *endoreismul nu poate fi decât relativ în timp sau de suprafață.*

Endoreismul în timp este acela prin care excendentul de apă furnizat de bazinul hidrografic respectiv, după o anumită perioadă de timp (an, secol, mileniu, milion sau milioane de ani) va produce o conectare, prin captare, a regiunii endoreice la regiunea vecină, exoreică.

Endoreismul de suprafață se manifestă prin izolarea scurgerii la suprafața teritoriului respectiv dar excendentul de apă se scurge pe cale subterană în rețeaua hidrografică exoreică din jur. Un astfel de exemplu, la scară mică în țara noastră, este lacul Sfânta Ana cu depresiunea în care se găsește, care nu are scurgere de suprafață iar excedentul de apă se scurge pe cale subterană.

Regiunile endoreice cele mai mari de pe suprafața Terrei au la origine condiții speciale de evoluție paleogeografică (de natură tectonică, epirogenetică) și menținute, în prezent, de factorii climatici (deficit de precipitații față de evaporație).

Un caz interesant de bazin endoreic este Volga cu Marea Caspică. Marea Caspică, în timpuri geologice nu prea îndepărtate de perioada actuală, era legată prin culoarul Kuma Manici de Marea Neagră şi, deci, conectată la Oceanul Planetar. Prin mişcările de ridicare ale munţilor Caucaz şi aridizarea condiţiilor climatice din regiunea în care se găseşte ea şi o parte din afluenţi, nivelul mării a scăzut treptat datorită deficitului din bilanţul hidrologic iar marea ca atare a devenit un lac. Dacă s-ar produce revenirea la un climat mai umed, nivelul Mării Caspice ar creşte până s-ar uni din nou cu Marea Neagră sau prin intermediul lacului Aral cu râurile din partea sudică a Siberiei de Vest.

3.2. ELEMENTE PRIVIND MORFOLOGIA ŞI MORFOMETRIA RÂULUI ŞI BAZINULUI HIDROGRAFIC

3.2.1. Modul de organizare a scurgerii lichide

Procesul de şiroire reprezintă prima fază în scurgerea lichidă şi este legată de căderea precipitaţiilor pe suprafaţa terenului.

În procesul de şiroire, care este temporar nu există o reţea de canale, dar se remarcă o anumită insinuare a apei în depozitele superficiale.

Scurgerea torenţială este o fază în acest proces prin care apa este adunată în anumite forme negative de relief, dar care nu au dimensiunile unei văi. Şi în cazul scurgerii torenţiale, procesul este temporar, discontinuu, numai în timpul ploilor torenţiale sau al topirii bruşte a zăpezii.

Scurgerea permanentă reprezintă faza la care apa rezultată din ploi sau zăpezi, se scurge organizat şi tot timpul anului prin reţeaua de văi creată în decursul evoluţiei arterei hidrografice. (Fig. 3.1.).

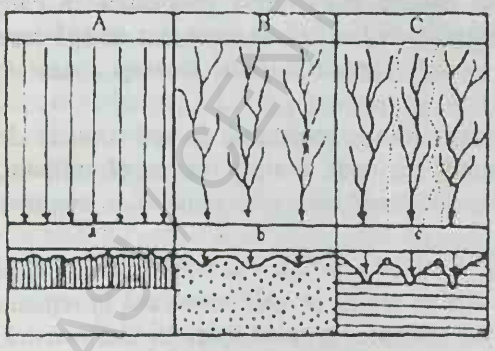


Fig. 3.1. Fazele scurgerii lichide
A-şiroire cu forme de rigole (a)
B-torenţială cu formarea ogaşelor şi ravenelor (b)
C-permanentă cu formarea văilor (c)

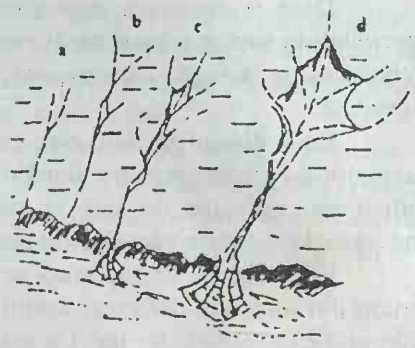


Fig. 3.2. Categorii morfologice prin care are loc scurgerea;
a) rigole; b) ravenă; c) ravenă; d) organism torenţial.

3.2.2. Categoriile morfologice prin care are loc scurgerea lichidă

Rigola este şanţ mic în formă de V, realizat de apa de ploaie în procesul de şiroire (ravenare). Adâncimea acestor şanţuri atinge 20 - 30 cm şi maximum 50 cm. Iniţial sunt folosite urmele roţilor de căruţă sau brazdele de la plug. Rigolele au apă numai în timpul ploilor sau la topirea bruscă a zăpezii.

Ogaşul reprezintă evoluţia în timp a rigolei dacă aceasta nu este oprită prin nivelare. Ogaşul este un şanţ sculptat în depozitele de suprafaţă având adâncimi între 0,5 şi 2 m, lăţime între 0,5 şi 8 m cu lungimi de la zeci până la sute de metri.

Ravena sau **viroaga** poate reprezenta o viitoare vale de pârâu dacă nu este stopată în evoluţie. Ravena are adâncimi diferite: 2 -5 m, 5 -10 m şi peste 10 m, iar lungimea poate depăşi 1 km, având şi un bazin de colectare de 10 ha, 10- 30 ha, 50 -100 ha şi peste 100 ha. În profil transversal pereţii sunt abrupţi şi neacoperiţi cu vegetaţie (Fig. 3.2.).

Vâlceaua, vale de dimensiuni mici, puţin adâncă (5 - 30 m), cu versanţi slab înclinaţi (5 - 20°) şi fixaţi cu vegetaţie, are fundul concav sau plat, şi fără albie minoră bine precizată. Lungimea vâlcelei poate ajunge până la 10-15 km iar lăţimea este de zeci şi sute de m.

Valea constituie faza cea mai avansată a formelor negative prin care are loc scurgerea lichidă. La origine, valea înseamnă un loc jos, o depresiune alungită pe zeci, sute de mii de km. Delimitarea, uneori, este greu de făcut între vâlcea şi vale.

Elementele unei văi sunt: **albia minoră**, în care intră talvegul, **albia majoră sau lunca, terasele fluviatile** şi **versantul** care ajunge la cumpăna de ape (Fig. 3.3.).

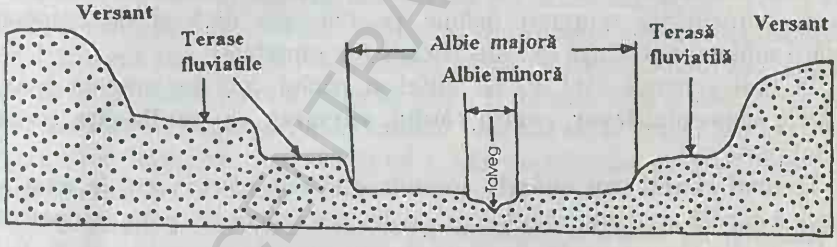


Fig. 3.3. Elementele unei văi

3.2.3. Categoriile hidrografice prin care are loc scurgerea lichidă

În funcţie de modul de producere a scurgerii şi mărimea formei de relief deosebim: **torenţi, pâraie, râuri, fluvii.**

Torentul include din punct de vedere morfologic rigola, ogaşul şi ravena, şi care au scurgere numai în timpul ploilor şi al topirii zăpezilor. Scurgerea se caracterizează prin viituri puternice şi de scurtă durată fiind caracteristice pentru regiunile de deal şi de munte. Torentul are pantă foarte mare în profil longitudinal

LOGASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

şi o putere mare de eroziune şi transport. De la termenul de torent a derivat şi noţiunea de scurgere torenţială care este tumultoasă şi de scurtă durată. Momentul de torenţialitate se poate întâlni şi pe un pârâu sau pe un râu în timpul viiturilor. Dar în acelaşi timp *scurgerea torenţială înseamnă şi o scurgere temporară.*

Elementele morfologice ale unui torent (organism torenţial) sunt: **bazin de recepţie** (colectare) (1), **canal de scurgere** (2), **con de dejecţie** (3). (Fig. 3.4.).

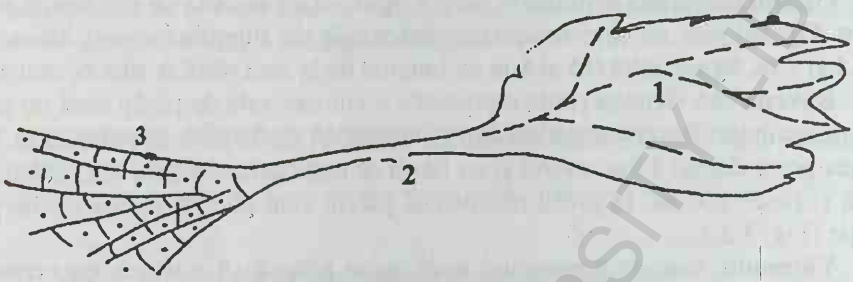


Fig. 3.4. Elementele morfologice ale unui torent

Pârâul este o categorie hidrografică mai mică ce are scurgere fie permanentă, fie temporară, aceasta depinzând de poziţia geografică în care cantitatea de precipitaţii este mai mare sau mai mică decât evapotranspiraţia. De regulă sunt stabilite şi nişte elemente dimensionale: până la 50 km lungime, 300 km^2 suprafaţa bazinului şi 1 m^3/s debit mediu multianual. Aceste limite sunt arbitrare.

Râul este artera hidrografică ce curge printr-o albie naturală bine conturată morfologic, scurgerea lichidă fiind, de regulă, permanentă, datorită faptului că în el converg mai multe pârae care vin din arii cu surse de alimentare diferite. De asemenea, permanenţa scurgerii lichide pe râu este dată şi de componenta alimentării subterane pe lângă cea superficială (de suprafaţă).

În linii generale râul, ca de altfel şi pârâul, are din amonte spre aval următoarele segmente: **izvor, cursul râului, vărsarea** sau **confluenţa** cu alt râu (arteră hidrografică).

Izvorul râului sau obârşia acestuia este considerat locul în care artera hidrografică capătă un contur morfologic şi are o scurgere cel puţin temporară (nu torenţială) dacă nu permanentă. În unele situaţii speciale izvorul poate fi dintr-un gheţar, zăpadă permanentă, lac, mlaştină, la baza unei alunecări. În multe cazuri izvorul unui râu mare (important) poate fi considerat confluenţa a doi afluenţi secundari.

Cursul râului reprezintă traseul parcurs de apă între izvor şi vărsare (confluenţă). În mod obişnuit cursul râului se împarte în trei sectoare: **superior, mijlociu** şi **inferior** în funcţie de trăsăturile morfologice, fizico-geografice şi hidrologice.

Cursul superior de la izvor până la ieşirea din zona muntoasă (nu totdeauna) se caracterizează printr-o pantă mare a profilului longitudinal a albiei minore, fără luncă şi terase în profil transversal, viteză mare de scurgere a apei şi o alimentare redusă subterană, dar bogată din precipitaţii (lichide şi solide).

Cursul mijlociu este situat, în mod obişnuit, în regiunea de dealuri şi podişuri care mărgineşte zona de munte, panta în profil longitudinal scade, viteza de curgere, de asemenea scade, primeşte afluenţi mari şi ca atare debitul creşte. Are albia majoră pe lângă cea minoră, în care se găsesc depozite aluviale cu acumulări de ape freatice şi terase. Albia minoră prezintă ramificaţii (despletiri).

Profilul transversal al văii este combinat când în V când în U. Aici au loc şi inundaţii ca urmare a compunerii viiturilor. Apa râului se încarcă cu suspensii solide reducând din transparenţa sa.

Cursul inferior este, de regulă, în regiunea de câmpie şi se caracterizează printr-o pantă redusă în profil longitudinal. Valea râului nu mai este adâncă dar se lărgeşte prin luncă (albia majoră) care are lăţimi mari, terasele fluviatile sunt simetrice sau asimetrice. Albia minoră, datorită pantei reduse, meandrează, lăsând lateral bucle abandonate şi transformate în lacuri de meandru. În lunca inundabilă se formează lacuri întinse şi puţin adânci. Între apa din râu şi orizontul freatic de luncă există o relaţie strânsă cu influenţe reciproce în funcţie de faza de regim hidrologic.

Delimitarea acestor sectoare este relativă şi se face de la un râu la altul în funcţie de situaţia geomorfologică şi de interesul didactic şi practic.

Vărsarea râului (gura de vărsare) este locul cel mai bine definit în comparaţie cu izvorul. În cazul râurilor mici, vărsarea reprezintă confluenţa cu râurile de ordin superior. Dar tot atât de frecventă este şi vărsarea într-un lac, mare sau ocean.

Sunt şi abateri de la această situaţie, când râul se pierde într-o regiune aridă datorită evapotranspiraţiei şi infiltraţiei volumului de apă (râurile de pe versantul sudic al munţilor Atlas Africa, din Asia Centrală, Podişul Gobi, Tibet, cum ar fi: Murgab, Zeravşan, Tedjen).

Gurile de vărsare ale râurilor într-un lac, mare sau ocean, pot fi simple, prin limane, estuare, delte, fiorduri, în funcţie de existenţa sau absenţa mareelor.

Estuarul este gura de vărsare sub formă de pâlnie a unui râu într-o mare (ocean) cu amplitudine mare a mareelor (flux şi reflux). Sunt şi alte forme pe care le îmbracă estuarele. Cele mai mari estuare sunt Rio de la Plata (200 km), Sfântul Laurenţiu (500 km), Amazon (1500 km). Mai menţionăm estuarul Senei, Elbei, Girondei, Tamisei.

Ria (riasul) este o vale fluviatilă îngustă, ramificată pe ţărmurile înalte (Marea Britanie, Peninsula Iberică).

Limanul - o gură de vărsare lărgită prin abraziune marină, se găseşte în mările fără maree (Limanul Nistrului).

Fiordul - golf marin rezultat dintr-o vale modelată de eroziunea glaciară şi invadată de apă (ţărmul Norvegiei, Noii Zeelande etc.) (Fig. 3.5.).

Delta este zona de acumulare a materialului aluvionar adus de râu şi depus sub forma unor câmpii aluviale în formare. Deltele, de regulă se formează la ţărmurile marine, lacustre, în golfuri, lipsite de maree şi cu şelf continental (adâncime mică).

Deltele lacustre. La înclinări mari ale pantei fundului lacului, delta are aspectul unui con de dejecţie şi este submersă. Când panta este mai mică, delta se extinde şi devine emersă (exemplu de deltă lacustră: Volga în Marea Caspică, Selenga în lacul Baikal).

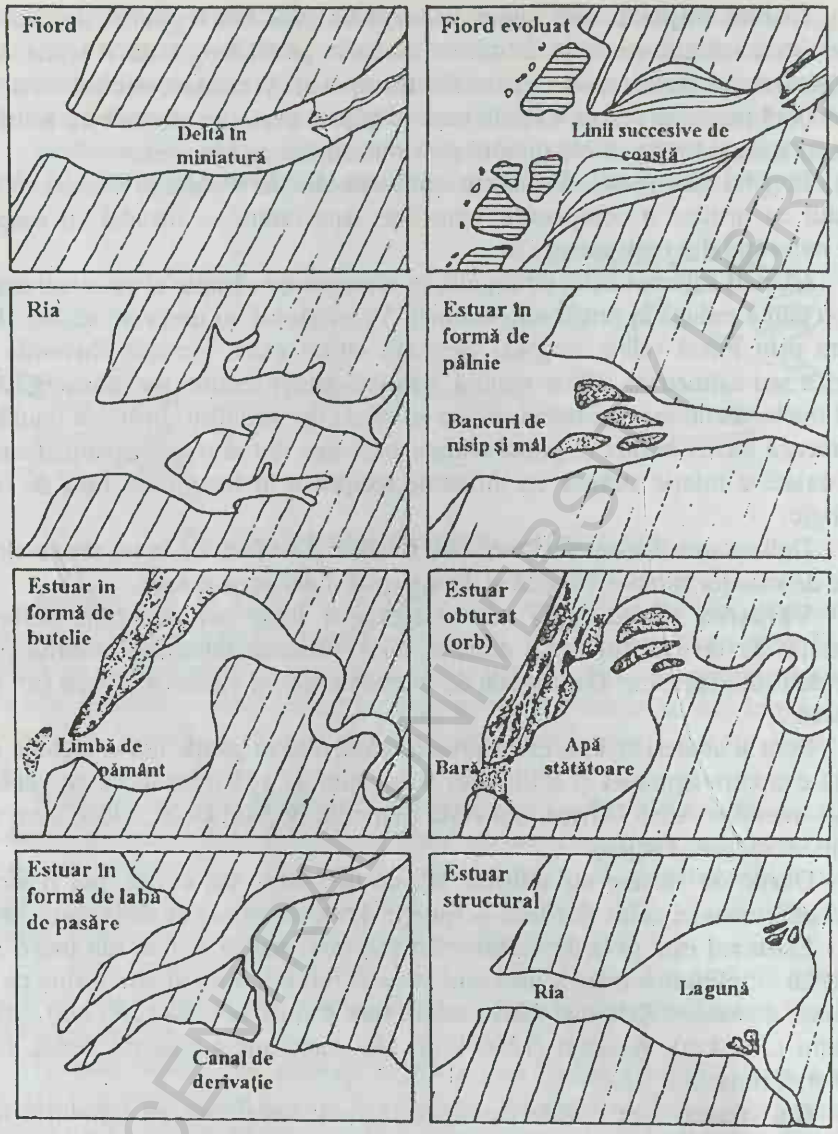


Fig. 3.5. Tipuri de estuare (după Fairbridge, R.W., 1983)

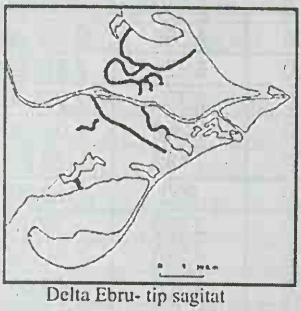
Deltele marine sunt cele mai reprezentative şi importante zone umede cu o mare biodiversitate.

În formarea deltelor se impun câteva condiţii şi anume: aluviuni transportate de râu, lipsa mareelor (sau cu amplitudine foarte mică, existenţa curenţilor litorali, existenţa unei platforme continentale (şelf).

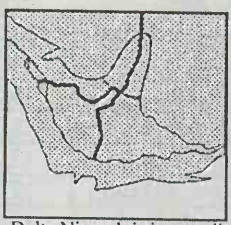
Tipuri de delte după formă. **Triunghiulare**, rezultă din activitatea unei singure artere, are frontul deltaic mult mai înaintat în mare (exemplu: Tibru, Saõ Francisco). **Sagitate** cu vârful înaintat în mare (Ebro Spania). **Rotunjite** (arcuite) cu frontul deltaic convex şi cordoane litorale (Niger, Yukon, Lena).

Digitate (labă de pasăre) cu un curs principal ce creează grinduri laterale care închid lagune, la care se adaugă şi activitatea braţelor, secundare (Mississippi).

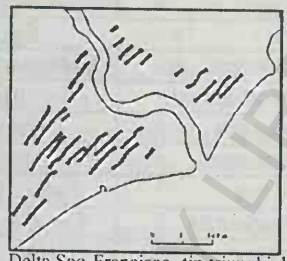
Lobate (barată) tipul clasic în forma literei greceşti Δ care are o evoluție uniformă a frontului deltaic, fiind rezultatul activității mai multor brațe (Nil, Dunăre, Volga, Rhone, Po) (Fig. 3.6., 3.7.; Tab. 3.1.).



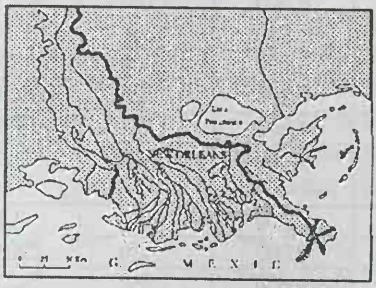
Delta Ebru- tip sagitat

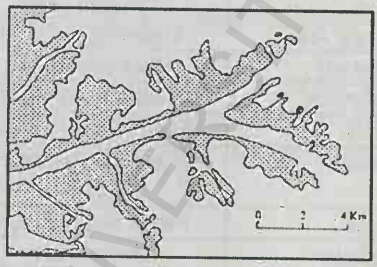


Delta Nigerului-tip rotunjit

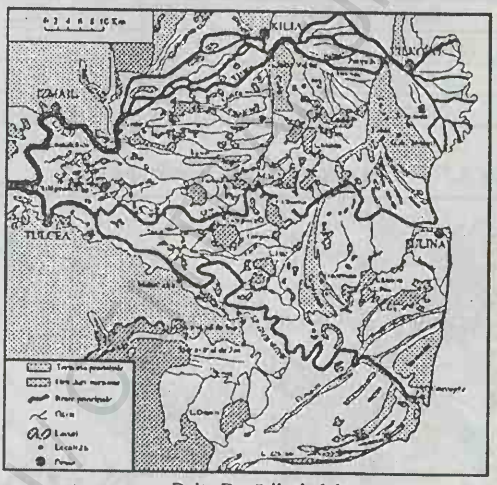


Delta Sao-Francisco -tip triunghiular





Delta Mississippi -tip digitat



Delta Dunării -tip lobat

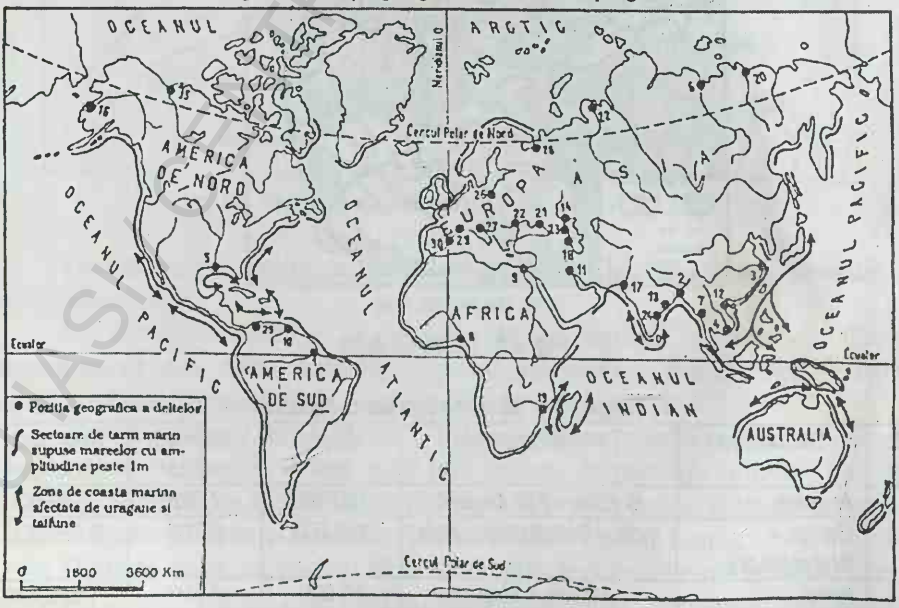
Fig. 3.6. Tipuri de delte

Tabelul 3.1. 30 delte mai semnificative

Nr. crt.	Denumirea	Țara - continentul	Supr. km²	Lungimea râului	Supr. baz. râului km²
1.	Amazon	Brazilia – Am. de Sud	100.000	7.025	7.180.000
2.	Gange + Brahmaputra	India – Bangladesh - Asia	100.000	2.700	2.055.000
3.	Iantzî	China - Asia	80.000	6.300	1.808.500

4.	Mekong	Vietnam - Asia	70.000	4.500	810.000
5.	Mississippi	SUA – Am. de Nord	32.000	6.218	3.210.620
6.	Lena	Feder. Rusă - Asia	30.000	4.400	2.425.000
7.	Irrawaddy	Birmania - Asia	30.000	2.150	430.000
8.	Niger	Niger - Africa	24.000	4.160	2.092.000
9.	Nil	Egipt - Africa	22.000	6.671	2.870.000
10.	Orinoco	Venezuela – Am. de Sud	20.000	2.730	1.086.000
11.	Shatt-al-Arab	Irak - Asia	18.000	3.260	1.000.000
12.	Hongha	Vietnam - Asia	15.000	1.183	158.000
13.	Mahanadi	India - Asia	15.000	900	130.000
14.	Volga	Feder. Rusă - Europa	13.000	3.530	1.360.000
15.	Mackenzie	Canada – Am. de Nord	12.000	4.250	1.804.000
16.	Yukon	SUA – Am. de Nord	10.000	3.700	855.000
17.	Indus	Pakistan - Asia	8.000	3.180	980.000
18.	Kura şi Arax	Azerbaidjan - Europa	8.000	1.364	188.000
19.	Zambezi	Mozambic - Africa	8.000	2.600	1.330.000
20.	Indighirka	Feder. Rusă - Asia	5.500	1.726	360.000
21.	Kuban	Feder. Rusă - Europa	4.300	870	57.900
22.	Dunărea	România – Ukraina – Europa	4.150	2.860	805.300
23.	Terek	Feder. Rusă - Europa	4.000	405	17.170
24.	Godavari	India - Asia	2.000	1.450	290.000
25.	Magdalena	Columbia – Am. de Sud	1.600	1.550	240.000
26.	Vistula	Polonia - Europa	1.500	1.068	198.000
27.	Po	Italia - Europa	1.500	652	74.970
28.	Dvina de Nord	Feder. Rusă - Europa	1.230	744	357.000
29.	Rhone	Franța - Europa	1.000	812	98.000
30.	Ebro	Spania - Europa	250	928	86.800

Fig. 3.7. Poziția geografică a deltelor pe glob



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.2.4. Rețeaua hidrografică

Ansamblul arterelor, privite sub aspect morfologic, prin care se produce scurgerea lichidă organizată, începând cu ogaşele şi încheind cu văile mari, indiferent dacă scurgerea este temporară sau permanentă, se numeşte rețea hidrografică.

Organizarea şi concentrarea treptată de la arterele mici, artere din ce în ce mai mari, se constituie în sisteme hidrografice sau fluviatile.

Formarea şi evoluția oricărui bazin hidrografic este rezultatul interacțiunii dintre fluxul de materie şi energie care intră şi circulă în limitele lui şi rezistența opusă de configurația morfologică şi constituția litologică.

Într-un bazin hidrografic principala sursă de materie o reprezintă precipitațiile căzute iar energia, radiația solară. Relațiile de interdependență dintre aceşti factori, repartiția lor în timp şi spațiu, conduc la configurația, la un moment dat, a bazinului hidrografic.

După modul în care are loc schimbul de materie şi energie în bazinul hidrografic acesta poate fi considerat un sistem deschis. În procesul schimbului de materie şi energie în cadrul sistemului hidrografic deschis se tinde către o autoreglare şi stare de echilibru care este relativă. (Fig. 3.8.)

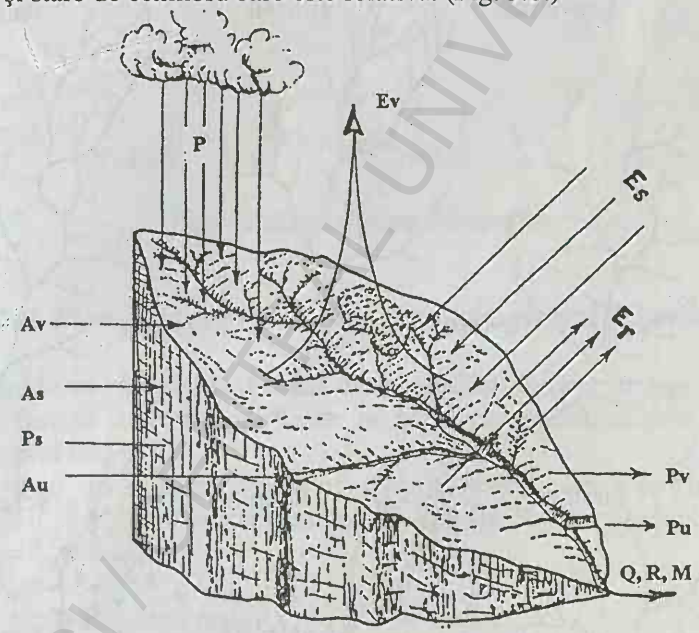


Fig. 3.8. Schema schimburilor de masă şi energie ale unui bazin hidrografic cu mediul înconjurător (după I. Zăvoianu, 1978); P-precipitații; Av-aport datorat vântului; As-aport subteran; Au-aport ca urmare a intervenției omului; Es-radiația solară; Q,R, M-scurgerea lichidă, solidă şi chimică; Ev-evapotranspirație; Ps-pierderi subterane; Pv-pierderi datorită vântului; Pu-pierderi ca urmare a intervenției omului; Er-energia reflectată şi radiată.

În cadrul unui sistem hidrografic există numeroase artere mai mici şi mai mari. Între acestea există o anumită ierarhizare care a realizat-o însăşi sistemul, respectiv natura.

Descifrarea acestei ierarhizări naturale a stat în atenția multor cercetători străini şi români (Gravelius, R.E. Horton, N.A. Strahler, B. Panov, L.R. Shreve, E.A. Scheidegger, V. Bondarciuk, T. Morariu, P. Coteț, I. Zăvoianu).

Aceste preocupări şi concluzii constau în precizarea numerotării arterelor hidrografice dintr-un sistem fluviatil, față de colectorul principal lac, mare, ocean sau, în anumite situații, fluvii.

Clasificarea (ierarhizarea) inițială a fost aceea că râul principal care se varsă în mare (ex. Dunărea) este de ordinul 1 iar pe măsură ce intrăm în bazin crește numărul ordinului (Argeş, afluent al Dunării ordinul 2, Râul Târgului, afluent al Argeşului ordinul 3 şi aşa în continuare până la ogaş care poate fi de ordinul 4, 5, 6, 7, ... n). Această ordonare a aparținut lui Gravelius.

Celelalte clasificări, Horton, Strahler, Zăvoianu iau în considerare în primul rând arterele mici unde se înfiripă scurgerea şi acelea se notează cu 1 ajungând ca principalul colector, care se varsă în mare, să fie de ordinul 5, 6, 7, 8 ... n în funcție de complexitatea sistemului. În această ultimă categorie sunt multe variante, dar esențialul constă în faptul că două artere elementare (torenți spre exemplu) care sunt considerate de ordinul I dau o arteră de ordinul 2 şi aşa mai departe (Fig. 3.9.).

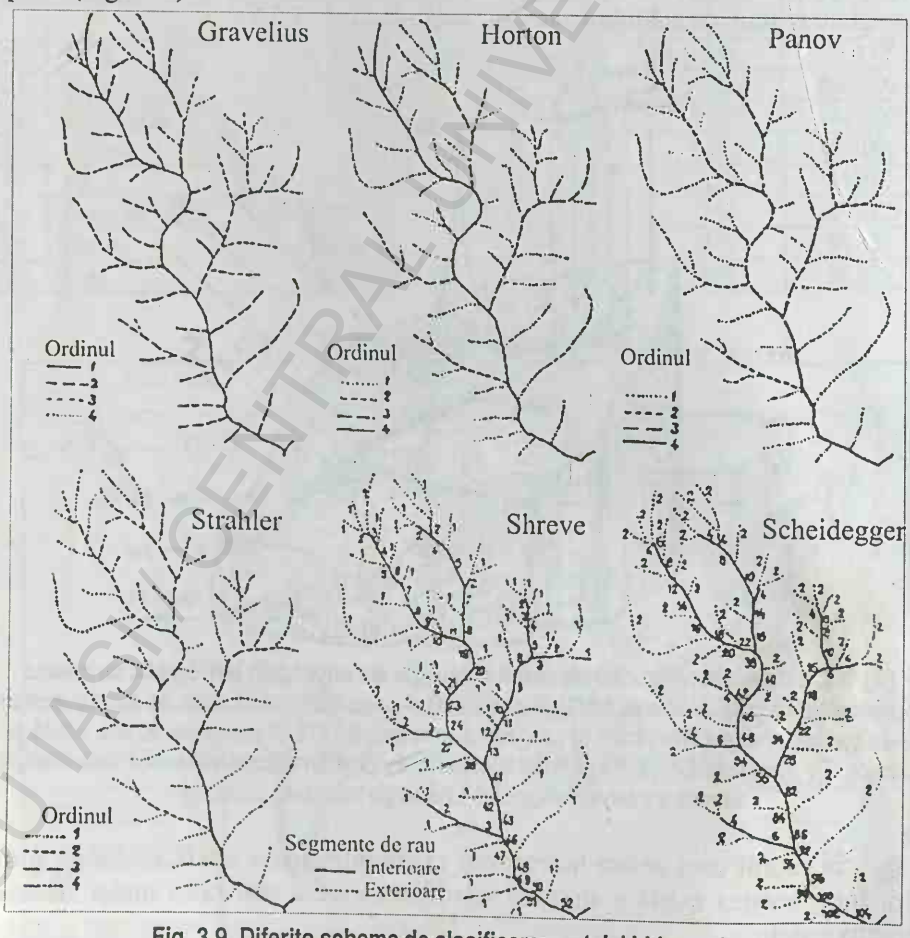


Fig. 3.9. Diferite scheme de clasificare a rețelei hidrografice

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITAR

3.2.5. Clasificarea rețelei hidrografice după formă

Forma rețelei hidrografice este determinată în principal de tectonică, litologie şi configurația geomorfologică a regiunii drenate.

După configurația în plan a rețelei hidrografice se deosebesc: **rețea dendritică de forma unui arbore** (majoritatea râurilor); **rectangulară** - ce rezultă din asocierea unghiulară a ramurilor (în regiuni cristaline Râul Mare, Bistra din Munții Godeanu Țarcu); **gratii** în regiunile cutate regulat gen obcine (Moldova, Moldovița); **radiară** în regiunile vulcanice (Harghita); **convergentă** (Olt la Râureni, Jiu la Filiaşi, Argeş la Piteşti); **inelară** în regiunile cutate, domuri gazeifere (Fig. 3.10.).

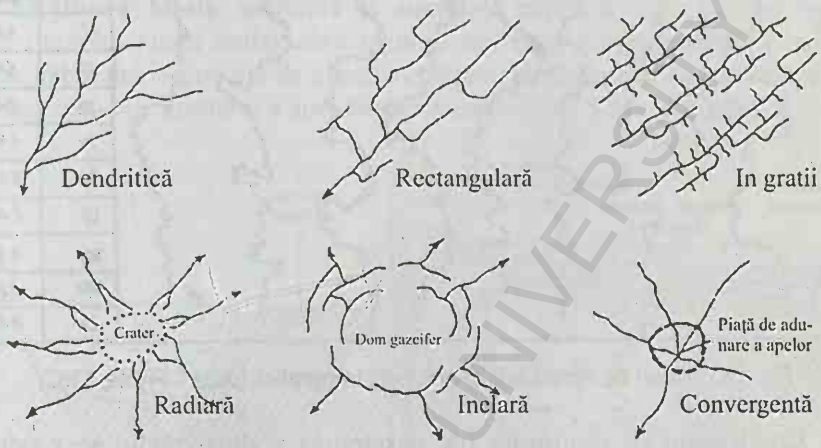


Fig. 3.10. Tipuri de rețea hidrografică

3.2.6. Elemente legate de rețeaua hidrografică (cursul râului)

Lungimea râului este distanța dintre izvor şi vărsare. De regulă măsurarea lungimii se face de la izvor spre vărsare, iar bornarea kilometrică de la vărsare spre izvor (exemplul Dunării).

În mod obişnuit măsurarea se face pe hartă, care reprezintă proiecția talvegului, dar în regiunile accidentate (pante 200, 400 ‰) se poate aplica formula:

$$L_r = L_c / \cos \alpha \qquad (3.2.)$$

unde:

L_r - este lungimea reală

L_c - lungimea de pe hartă

Coeficientul de sinuozitate este raportul dintre lungimea reală a râului (sau a unui segment) măsurată cu distanțierul sau curbimetrul şi lungimea dreptei care uneşte extremitățile luate în considerare:

$$C_s = L_m / L_d \; ; \; C_s > I \qquad (3.3.)$$

unde:

L_m - este lungimea măsurată;

L_d - lungimea în linie dreaptă;

C_s - coeficientul de sinuozitate.

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Când se măsoară direct cu un distanțier se fac minim două măsurători cu deschideri diferite de distanțier și se aplică formula:

$$l = [l_1 + (l_1 - l_2)\frac{\sqrt{d_1}}{\sqrt{d_2 - d_1}}]N \qquad (3.4.)$$

unde

l_1, l_2 - sunt lungimile rezultate la diferite măsurători;

d_1, d_2 - distanțele pe distanțier (compas);

N - scara hărții (Fig. 3.11.).

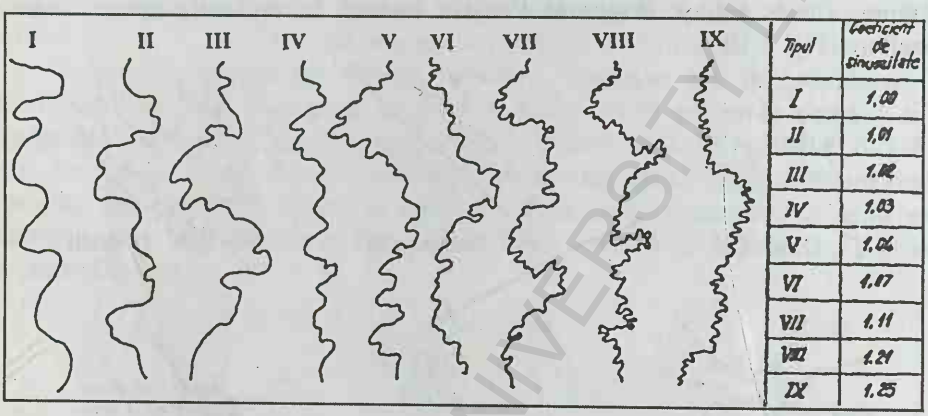


Fig. 3.11. Tipuri de sinuozitate ale rețelei hidrografice (după I. Pișota, 1983)

Coeficientul de ramificare (de despletire) a albiei râului se produce la schimbarea pantei în profil longitudinal, de regulă, la trecerea din zona de munte la cea de dealuri și chiar în interiorul acesteia (zona subcarpatică în România) (Fig. 3.12.).

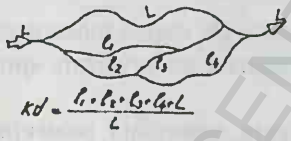


Fig. 3.12 Despletirea albiei unui râu (K_d)

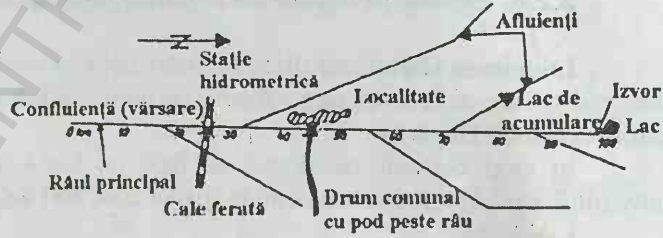


Fig. 3.13. Schema hidrografică

Coeficientul de despletire (K_d) se determină conform următoarei relații:

$$K_d = \frac{l_1 + l_2 + ... + l_{n-1} + l_n + 1}{L} \qquad (3.5.)$$

unde:

l_1, l_2, ... l_n - reprezintă lungimea fiecărui braț secundar;

L - lungimea cursului principal.

Schema rețelei hidrografice. Printr-un model schematic se poate reprezenta poziția fiecărei artere hidrografice în cadrul unui bazin hidrografic. Un astfel de model prezintă cursul principal, afluenții imediat inferiori ierarhizați

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

potrivit schemei Gravelius sau Horton, Strahler. Pe schemă reprezentarea se face la o scară aleasă de autor, numerotarea cursului se face de la confluență către izvor, iar unghiul de inserție al afluenților să fie de 45°. Tot pe schemă se pot trece diferite elemente planimetrice (localități, drumuri, căi ferate), construcții hidrotehnice (canale, derivații, lacuri de acumulare). (Fig. 3.13)

3.2.7. Caracteristici morfometrice ale albiei minore

Aceste caracteristici se pot determina folosind profilul transversal al albiei minore.

Secțiunea totală se referă la suprafața cuprinsă între nivelul apei și conturul fundului albiei muiat, care include secțiunea activă, secțiunea inactivă, secțiunea năboiului, a podului de gheață, a zăpezii de deasupra gheții și a spațiului liber dintre podul de gheață și a apei de sub aceasta. (Fig. 3.14a și 3.14b).

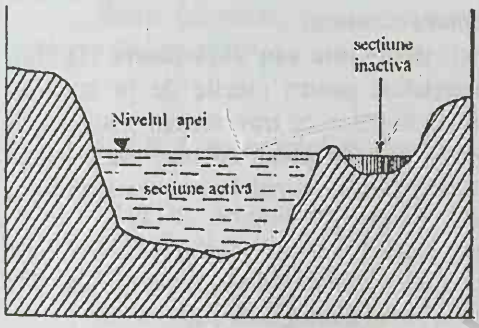


Fig. 3.14.a. Suprafața secțiunii transversale a unei albii libere

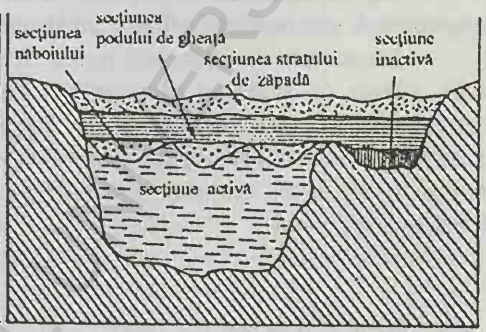


Fig. 3.14.b. Suprafața secțiunii transversale a unei albii acoperită cu fenomene de iarnă

Secțiunea activă (Sa) se determină pe baza profilului conform relației:

$$Sa = \frac{h_1}{2} b_1 + \frac{h_1 + h_2}{2} b_2 + ... + \frac{h_{n-1} + h_n}{2} b_{n-1} + \frac{h_n}{2} b_n \, (m^2) \qquad (3.6.)$$

în care:

$b_1, b_2, ... b_n$ este distanța între verticale;

$h_1, h_2, ..., h_n$ este adâncimea verticalelor.

Lățimea râului (B) reprezintă distanța (în m) la nivelul apei.

Adâncimea medie (h_{med}) rezultă din relația:

$$H_{med} = Sa / B \quad (\text{în m}) \qquad (3.7.)$$

Adâncimea maximă (h_{max}) reprezintă adâncimea cea mai mare din profilul transversal măsurată.

Perimetrul muiat sau udat (P) este lungimea liniei fundului albiei (fără nivelul liber al apei) și rezultă analitic din relația:

$$P = \sqrt{b_1^2 + h_1^2} + \sqrt{b_2^2 + (h_2 - h_1)^2} + ... + \sqrt{b_n^2 + h_n^2} \, (m) \qquad (3.8.)$$

care reprezintă suma ipotenuzelor triunghiurilor a căror catete sunt diferențele de adâncime dintre verticale și distanța dintre acestea.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Perimetrul muiat se mai poate determina prin măsurarea cu distanțierul sau curbimetrul pe profilul transversal.

Raza hidraulică (R) rezultă din raportul dintre secțiunea activă (Sa) și perimetrul muiat.

$$R=S_a/P \qquad (3.9.)$$

Rugozitatea (ρ) se referă la neregularitățile (asperitățile) albiei (perimetrul muiat) date de aluviunile de pe fund, configurația malurilor (litologie, vegetație etc.). Cu cât lățimea și adâncimea albiei sunt mai mari, cu atât influența rugozității este mai mică.

Forma în plan a albiei minore. Așa cum s-a menționat la analiza cursului râului, acesta are diferite forme ale albiei în funcție de unitățile mari de relief (munte, deal, podiș, câmpie), de litologie (roci eruptive, sedimentare), de structură (cutată, tabulară).

Configurația în plan a albiei râului poate fi **despletită** (ramificată), **încătușată** (defilee, chei), **sinuoasă** (meandrată).

Meandrele sunt sinuozitățile albiei minore determinate de panta profilului longitudinal, de constituția litologică și structura acestora.

Meandrele sunt de mai multe tipuri: **divagante sau rătăcitoare** (la albii puțin adânci cu material aluvionar) caracteristice pentru râurile de la zona de contact deal câmpie; **încătușate** caracteristice râurilor ce traversează podișuri cu structuri geologice orizontale; **simple** cu o buclă; **complexe** cu mai multe bucle incluse într-o buclă majoră; **abandonate** sau părăsite numai la noi, în România, **belciug** (Fig. 3.15.).

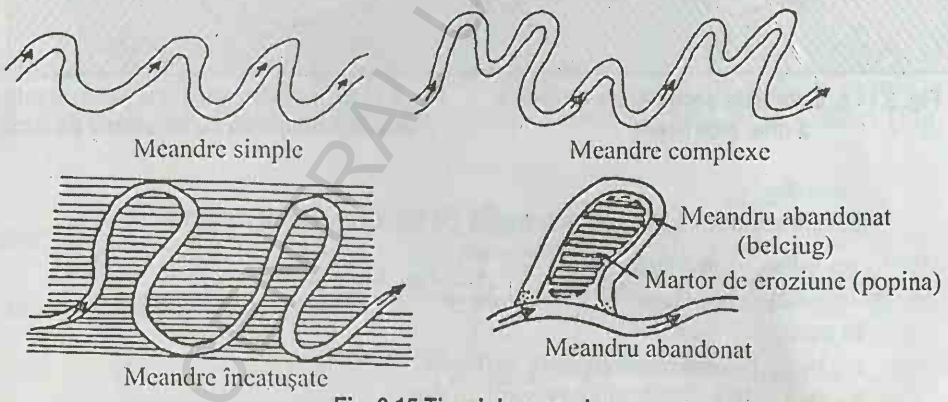


Fig. 3.15 Tipuri de meandre

Talvegul este linia, în profil longitudinal, care unește punctele cu adâncimea maximă. De regulă nu are o poziție mediană în albia râului (Fig. 3.16).

Vadul este locul (segmentul) din albia minoră, în care adâncimile sunt mici și se poate trece cu piciorul sau cu mijloace de transport (căruțe, autoturisme) (Fig. 3.17.).

Izobata este linia (curba) care unește punctele cu aceeași adâncime.

Ostrovul (banc, insulă) reprezintă acumulările din albia minoră constituită din pietrișuri, nisipuri și care rezultă din micșorarea pantei și despletirea albiei.

Popina este o insulă în albia minoră și majoră care rezultă prin activitatea de eroziune laterală a râului numită martor de eroziune.

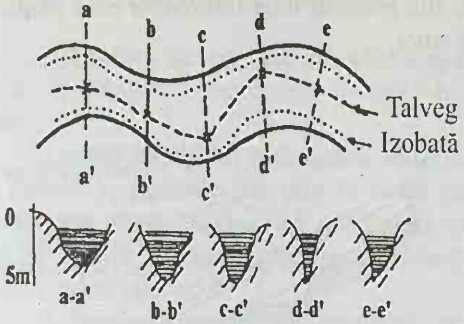


Fig. 3.16 Elemente morfometrice ale albiei râului

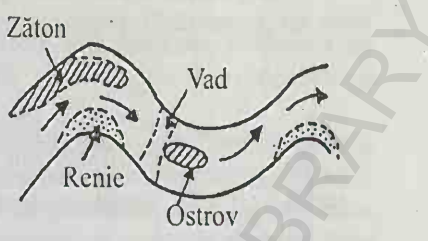


Fig. 3.17. Elemente morfohidrografice în albia minoră a râului

Zăton porțiune din albia minoră, inactivă, separată parțial de un grind.

Reine (scruntar) partea convexă a albiei minore unde se depune material aluvionar (nisip, pietriș).

3.2.8. Caracteristici ale râului în profil longitudinal

Râul în drumul său de la izvor la vărsare, în special râurile mari, traversează unități de relief variate (munte, deal, podiș, câmpie) cu diferențieri ale structurilor (geologice, tectonice), ale condițiilor climatice etc.

Elementele morfometrice ale albiei variază în acest traseu izvor vărsare.

Profilul longitudinal al râului este reprezentarea în plan a liniei talvegului, oglinzii apei (la diferite niveluri), malurilor etc. Profilul longitudinal evoluează în decursul timpului în funcție de componentele de bază (fluxul de materie și energie), de modificările majore geologice (ridicări orogenetice, mișcări epirogenetice pozitive în cursul superior, coborâri sau ridicări ale nivelului de bază respectiv zona de vărsare sau confluență).

În evoluția sa râul tinde către **profilul de echilibru** care reprezintă o fază de compensare a procesului de eroziune cu cel de acumulare. Teoretic, în faza profilului de echilibru râul pe sectorul considerat, sau pe întregul profil longitudinal, nici nu erodează și nici nu acumulează. Această stare este atinsă de râu într-o fază de maturitate când forțele geologice și cele climatice sunt stabile (neschimbate). (Fig. 3.18).

În desfășurarea profilului longitudinal se întâlnesc **cascade, praguri, repezișuri.**

Cascada se pune în evidență printr-o ruptură (cădere) a pantei (pe verticală) determinată de traversarea albiei de o falie, de o prăbușire a unui pachet de roci (cascada Bâlea, cascada Caprei în țara noastră, și pe fluviul Sf. Laurențiu, mai exact între lacurile Erie și Ontario cascada Niagara - 49 m, Iguaçu - Victoria 72 m, Victoria - Zambezi 122 m, Angel - Venezuela / Guiana 979 m).

Pragul este o ruptură mai mică a pantei profilului dată de diferențieri litologice ale albiei.

Repezişul reprezintă o porţiune din profilul longitudinal în care panta este mare iar pragurile (rupturile) sunt foarte mici.

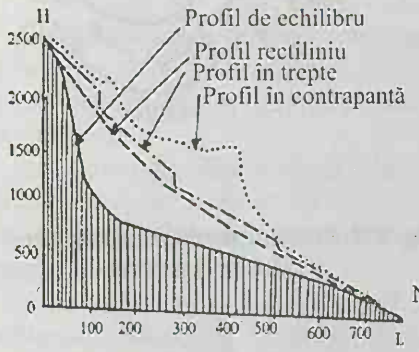


Fig. 3.18. Tipuri de profile longitudinale ale albiei râului

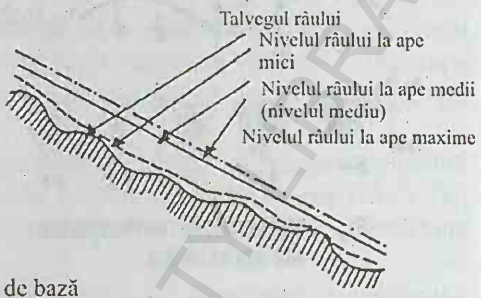


Fig. 3.19.a. Nivelul apei râului la diferite faze ale regimului hidrologic în profil longitudinal profile longitudinale ale albiei râului

Panta profilului longitudinal (I) care poate fi a talvegului, malurilor, nivelului mediu, minim şi maxim al apei se determină pentru lungimea întregului curs sau pentru anumite sectoare şi se calculează cu relaţia:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L} \qquad (3.10.)$$

unde:

H_1 şi H_2 sunt cotele (altitudinile) punctelor extreme (în m);

L - lungimea cursului, respectiv a segmentului (în km).

Panta se exprimă în % sau m/km (Fig. 3.19 a, b).

Profilurile longitudinale pot fi: **concave, convexe, în trepte** etc.

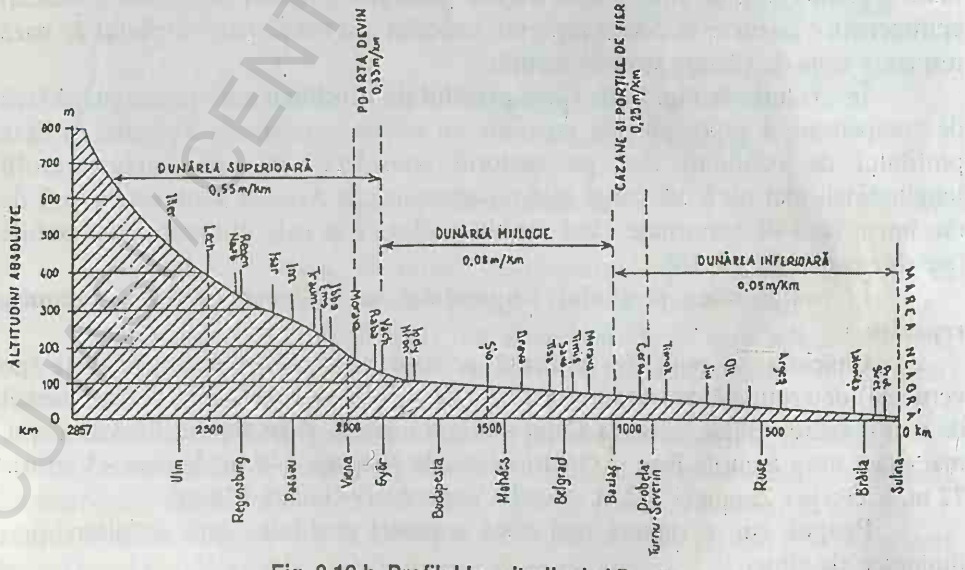


Fig. 3.19.b. Profilul longitudinal al Dunării

3.2.9. Bazinul hidrografic

Suprafaţa de pe care îşi adună apele o arteră hidrografică, indiferent de ordinul de mărime, reprezintă bazinul hidrografic de recepţie, de colectare şi drenaj.

Limita bazinului hidrografic este reprezentată printr-o linie convenţională care separă apa căzută din ploi în două părţi (către bazine hidrografice). Practic linia (limita dintre bazine) se determină prin unirea punctelor cu cea mai mare altitudine dintre bazinele respective. Această linie (limită) se numeşte **cumpănă de ape** (cumpăna apelor).

Cumpăna apelor se trasează pe hărţile topografice în funcţie de configuraţia curbelor de nivel şi de cotele de altitudine consemnate. În regiunile muntoase trasarea cumpenei de ape se face cu uşurinţă. Nu acelaşi lucru este în regiunile plane (podiş, câmpie).

În afară de **cumpăna de ape de suprafaţă** mai există şi o **cumpănă de ape subterane**, care de regulă nu coincide cu prima, iar trasarea ei se face pe bază de foraje hidrogeologice.

Panta şi configuraţia cumpenei de apă de suprafaţă se modifică datorită proceselor de modelare (eroziune, alunecare) sau datorită unor cauze geologice.

3.2.9.1. Forma bazinului hidrografic

Este în funcţie de condiţiile morfotectonice ale regiunii pe care o străbate.

Bazinele hidrografice au o dezvoltare în **cursul superior** (Jiu), în **cursul mijlociu** (Trotuş, Crişul Negru, Someş) sau în **cursul inferior** (Argeş). Mai pot fi **strangulate la mijloc** (Olt datorită trecerii prin defileu), **simetrice** sau **asimetrice** (Siret). Se poate apela şi la formele: **alungite, ovală, evantai, rotundă** care reprezintă o apreciere calitativă. (Fig. 3.20).

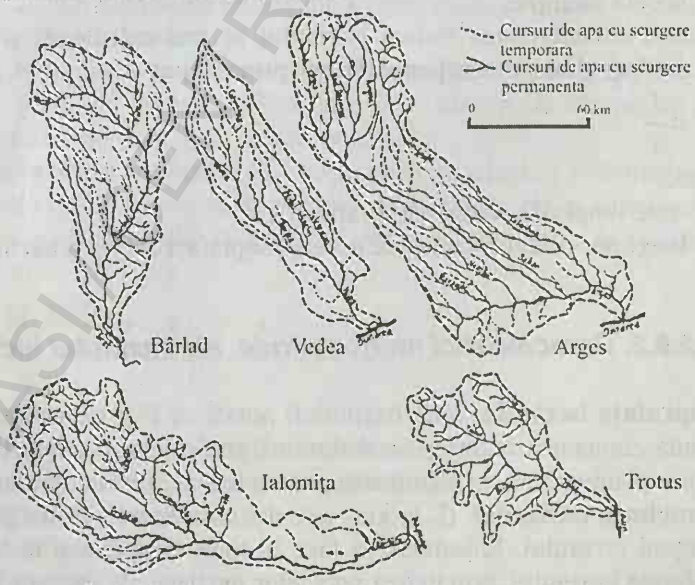


Fig. 3.20. Tipuri de bazine hidrografice după formă

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Forma bazinului are o mare importanță în desfășurarea unor fenomene hidrologice cum sunt viiturile.

Astfel, într-un bazin rotund acestea se transmit mult mai repede decât în cel alungit.

Forma bazinului se apreciază și cantitativ. În acest sens există mai multe relații matematice care au fost stabilite de cercetătorii în domeniul morfometriei bazinului hidrografic (I. Zăvoianu, 1978).

R.E. Horton a elaborat în 1932, **factorul de formă** (R_f) exprimat prin relația:

$$R_f = \frac{A_u}{L_b^2} \qquad (3.11.)$$

unde:

A_u - este suprafața bazinului

L - pătratul lungimii maxime a acestuia.

Mai târziu, în 1953, V.C. Miller a formulat **raportul de circularitate** (R_c):

$$R_c = \frac{A_u}{A_c} \qquad (3.12.)$$

unde:

A_c - este suprafața cercului de aceeași lungime cu perimetrul bazinului. Valoarea acestui raport tinde către valoarea 1.

S.A. Schumm, în 1956, a apreciat forma bazinului printr-un **raport de alungire** (R_e) care este raportul dintre diametrul cercului cu suprafața bazinului (D_c) și lungimea maximă a bazinului (L_b) măsurată paralel cu axa râului principal:

$$R_e = \frac{D_c}{L_b} \qquad (3.13.)$$

Raportul de alungire are valori între 0,64 și 1,27 la bazinele alungite și peste 1,27 la cele rotunjite.

Pentru caracterizarea formei bazinului se mai calculează și **coeficientul (indicele) de dezvoltare a cumpenei de ape** prin relația:

$$C = \frac{L}{l} \qquad (3.14.)$$

unde:

L - este lungimea cumpenei de ape în km

l - lungimea unui cerc care are aceeași suprafață cu cea a bazinului.

3.2.9.2. Caracteristici morfometrice ale bazinului hidrografic

Suprafața bazinului (aria bazinului) notată cu F și exprimată în km^2 este dată de limita cumpenei de apă și se determină grafic (caroiaj, figuri geometrice), mecanic (prin planimetrare cu planimetru polar), analitic (prin coordonate).

Lungimea bazinului (L în km) este distanța dintre vărsare și cumpăna de ape din dreptul izvorului. Măsurarea se face în linie dreaptă sau în linie frântă în funcție de forma bazinului, prin unirea punctelor mediane ale sectoarelor de bazin.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lățimea medie a bazinului (B) se face prin calcul prin relația:

$$B = \frac{F}{L} (\text{km}) \qquad (3.15.)$$

Acest parametru este important în calculele hidrologice. Se poate calcula lățimea medie a bazinului de pe dreapta sau stânga cursului principal:

$$B_{dr} = \frac{F_{dr}}{L} \quad B_{stg} = \frac{F_{stg}}{L} \qquad (3.16.)$$

La valori mici ale lui B rezultă un bazin alungit şi deci o deplasare treptată a apelor maxime.

Lățimea maximă a bazinului (B_{max}) este dată de perpendiculara cu lungimea maximă pe linia lungimii bazinului. Valori mari ale acestui parametru indică un bazin care se apropie de forma cercului.

Coeficientul de dezvoltare a bazinului (ρ) rezultă din calcul, ca raport al suprafeței (F) față de suprafața pătratului care are latura egală cu lungimea bazinului (I^2) şi are valori subunitare.

$$\rho = \frac{F}{I^2} \qquad (3.17.)$$

Coeficientul de asimetrie a bazinului (a) se calculează prin planimetrarea celor doi versanți care se raportează la suprafață (F) potrivit relației:

$$a = \frac{2(F_{stg} - f_{dr})}{F} \qquad (3.18.)$$

Altitudinea medie a bazinului (H_m) se determină conform relației:

$$H_m = \frac{F_1 \cdot h_1 + f_2 \cdot h_2 + ... + f_n \cdot h_n}{F} \qquad (3.19.)$$

unde:

$f_1, f_2, ..., f_n$ - sunt suprafețele parțiale dintre curbele de nivel;

$h_1, h_2, ..., h_n$ - semisuma altitudinilor curbelor de nivel;

F - suprafața bazinului.

După altitudinea medie bazinele hidrografice se pot grupa în: bazine de munte cu Hm > 600 m, de deal cu Hm între 200 - 600 m, de câmpie cu Hm < 200 m şi mixte care se înscriu în 2 - 3 unități de relief.

Panta medie a bazinului (I_m) importantă în calculele hidrologice deoarece determină viteza de deplasare de la obârşie spre vărsare, de la cumpăna de ape la artera colectoare. Se calculează folosind hărțile topografice în curbe de nivel conform relației:

$$I_m = \frac{h\left(\frac{l_0 + l_n}{2} + l_1 + l_2 + ... + l_{n-1} + l_n\right)}{F} \qquad (3.20.)$$

unde:

h - este diferența între valorile curbelor de nivel apropiate

$I_1, I_2, ..., I_n$ - lungimea curbelor de nivel;

F - suprafața bazinului.

Altă relație sintetică este:

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$I_m = \frac{\Delta h \cdot x \sum L}{F} \qquad (3.21.)$$

unde:

Δh - este echidistanța curbelor de nivel

ΣL suma lungimilor curbelor de nivel.

Graficul de creştere a bazinului odată cu lungimea dă posibilitatea unei imagini sintetice de dezvoltare a bazinului pe cei doi versanți, de la izvor către vărsare. Se iau două axe ordonata care reprezintă lungimea râului principal (în km) şi pe abscisă suprafața (în km^2) pe cei doi versanți. Scara de reprezentare este în funcție de mărimea bazinului şi de posibilitatea cercetătorului (studentului). Detalii de întocmire se găsesc în caietul de lucrări practice. (Fig. 3.21).

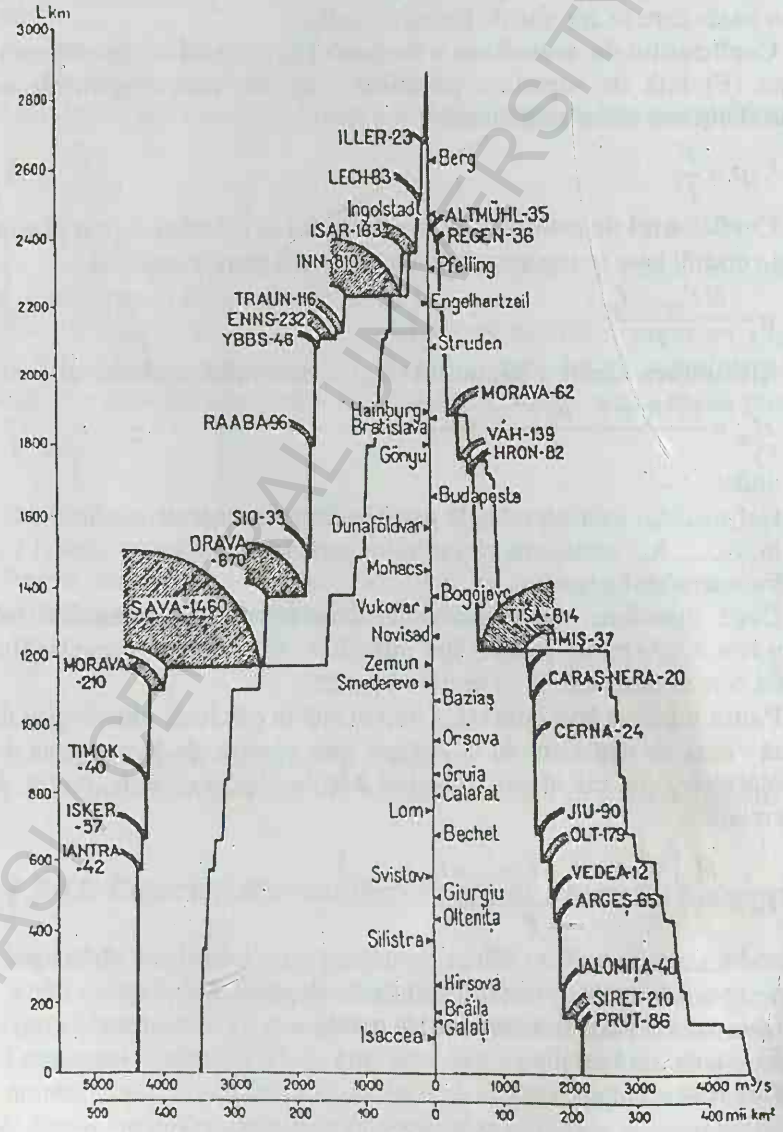


Fig. 3.21. Graficul de creştere a suprafeței bazinului Dunării cu lungimea cursului

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Graficul circular al suprafeței bazinului - o altă posibilitate de reprezentare a bazinelor componente (subbazine) a spațiilor interbazinale pe cei doi versanți, de astădată în cadrul unui cerc divizat în 360° sau 400°. Pe cercuri concentrice se înscriu valorile în km^2 a suprafețelor bazinelor sau a celor nedrenate (Fig. 3.22).

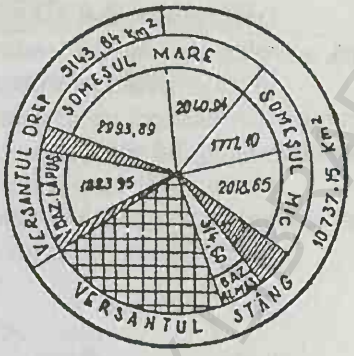


Fig. 3.22. Graficul circular de repartizare a suprafe-elor baz. Someș (după I. Pișota, 1983)

Coeficientul de acoperire a bazinului cu lacuri, mlaștini, păduri etc. (K_a) rezultă din relația:

$$Ka = \frac{\sum f(lacuri, mlastini, paduri, etc)}{F}$$

unde:

Σf - reprezintă însumarea suprafețelor componentului măsurat;

F - suprafața bazinului.

Graficul de repartizare a suprafețelor bazinului este o diagramă care dă posibilitatea analizării desfășurării bazinului hidrografic pe trepte altitudinale. Datele rezultate din calculele pentru altitudinea medie a bazinului pot fi folosite pentru reprezentarea grafică pe altitudine a suprafețelor parțiale.

Tot cu aceste date și pe același grafic de data aceasta cumulate de la înălțimea cea mai mare spre cele mai mici, se întocmește curba hipsografică (Fig. 3.23.).

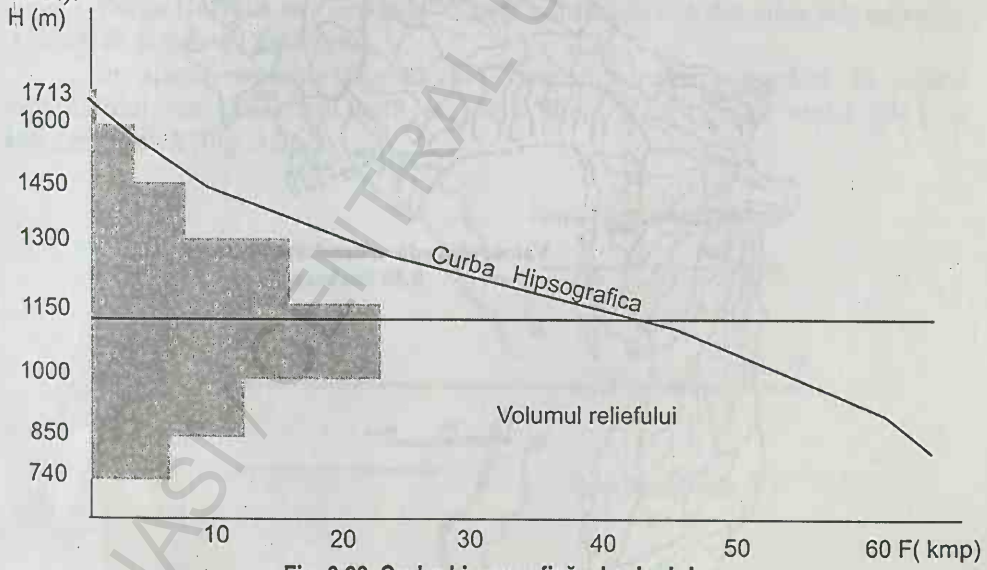


Fig. 3.23. Curba hipsografică a bazinului

Densitatea rețelei hidrografice (D) este o caracteristică importantă atât cea circumscrisă în cadrul unui bazin hidrografic cât și în limitele unei regiuni geografice. Densitatea rețelei hidrografice este în funcție de altitudine, de energia de relief, de constituția litologică, de climă, respectiv de cantitatea de precipitații.

BU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Densitatea rețelei hidrografice reflectă o stare a potențialului resurselor de apă, o evoluție în timp a arterelor de scurgere.

În calcularea acestui parametru se pot lua în considerare arterele cu scurgere permanentă, semipermanentă, temporară (torențială), lungimea arterei şi suprafața bazinului până la care se poate merge cu calculul.

În situația în care se iau în calcul toate arterele de la rigole şi ogaşe până la fluvii, densitatea se poate denumi densitate de drenaj şi nu numai hidrografică.

Determinarea densității se face conform relației:

$$D = \frac{L}{F}(km/km^2) \qquad (3.22.)$$

unde:

L- lungimea totala a arterelor de scurgere pe o anumita unitate de suprafața sau pe bazin;

F- suprafața față de care se raportează lungimea (Fig. 3.24.)

Modul de calcul si metodele de reprezentare se găsesc în caietul de lucrări practice.

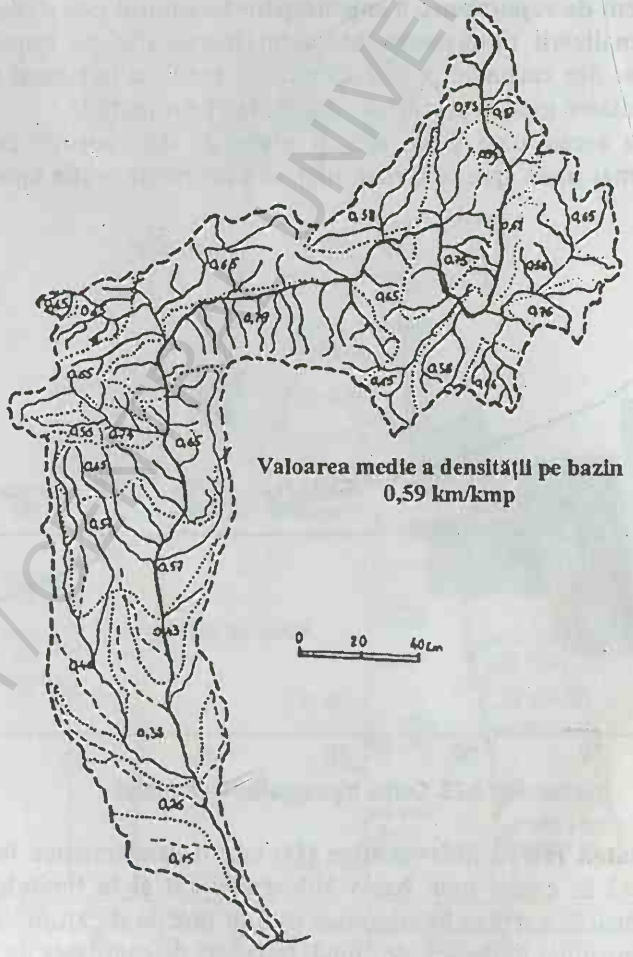


Fig. 3.24. Densitatea rețelei hidrografice a bazinului Olt (km/kmp)

BCU IASI / UNIVERSITY LIBRARY

3.3.1. Forţele care acţionează asupra apei în râuri

Deplasarea (mişcarea) apei în albia râului are loc sub acţiunea **forţei gravitaţiei, forţei Coriolis** şi **forţei centrifuge**.

Forţa gravitaţională este principală în deplasarea apei care se exprimă (se deduce) conform fig. 3.25.

O picătură de apă (A) cu greutatea (G) pe un plan înclinat (P) sub un unghi (α) tinde să se deplaseze. Forţa G (de deplasare) se descompune în două componente: P_1 (P_1 = G cos α) perpendiculară pe direcţia planului înclinat şi P_2 (P_2 = G sin α) paralelă cu planul înclinat pe care se deplasează molecula (picătura de apă) (Fig. 3.25.).

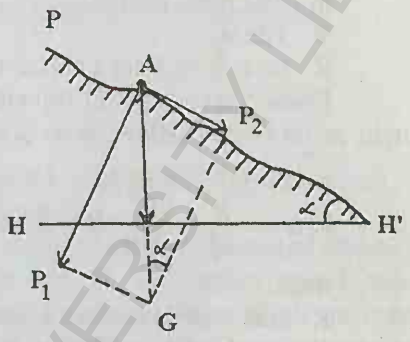


Fig. 3.25. Deplasarea unei molecule de apă pe pantă

Sintetizând - *mişcarea apei în râuri are o viteză uniformă determinată de lucrul mecanic generat de forţa gravitaţiei asupra masei de apă care se deplasează dintr-un punct cu o cotă superioară spre altul cu o cotă inferioară.*

Forţa Coriolis (C) este acea abatere a masei de apă din albie sub influenţa mişcării de rotaţie a Pământului.

În aceste condiţii râurile care curg în emisfera nordică în sensul meridianului vor eroda mai mult pe malul drept şi invers, pe malul stâng în emisfera sudică (Fig. 3.26.).

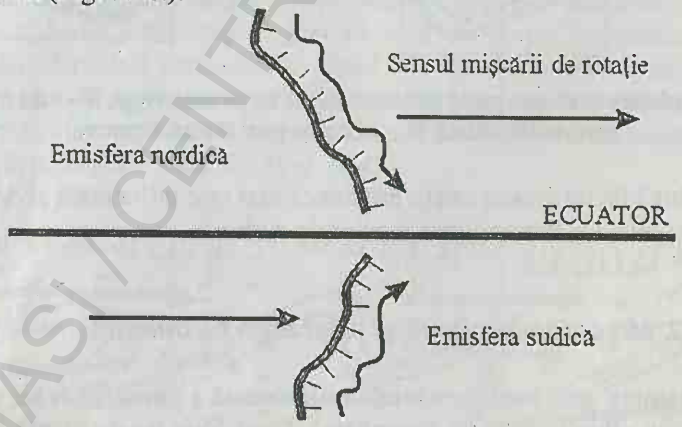


Fig. 3.26. Sensul de acţiune al forţei Coriolis

Forţa Coriolis (C) se determină potrivit relaţiei:

$$C = 2V_u V \sin\varphi \qquad (3.23.)$$

unde:

V_u - este viteza unghiulară;

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

V - viteza medie a apei (m/s)

φ - lățimea albiei.

Forța centrifugă se manifestă în sectoarele (malurile) concave ale meandrelor și se exprimă prin relația:

$$C = \frac{m \cdot V^2}{R} \qquad (3.24.)$$

unde:

m - este masa apei;

V - viteza;

R - raza de curbură a concavității.

Consecință - oglinda (nivelul apei) se ridică în profil transversal sub un unghi cu un H spre malul concav și se determină prin relația:

$$tg\alpha = \frac{\frac{mV^2}{R}}{mg} = \frac{V^2}{gR}; H = Btg\alpha \qquad (3.25.)$$

unde:

R - este raza de curbură a râului;

G - accelerația gravitațională;

B - lățimea râului.

Este evident că cele trei forțe acționează concomitent într-un sector și la un moment dat fapt ce are ca rezultat o eroziune puternică în coturile râurilor dezvoltate pe stânga (Fig. 3.27).

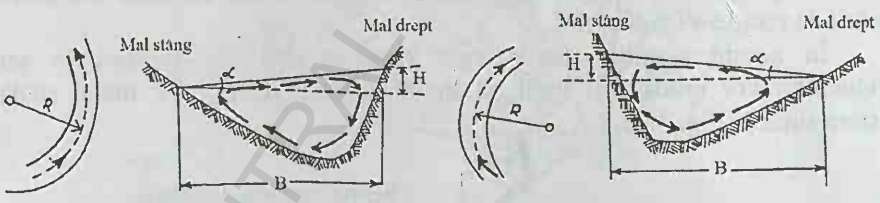


Fig. 3.27. Eroziunea apei spre malul concav datorită forței centrifuge; R – raza de curbură a concavității râului; H – înălțimea apei la malul concav

Pe lângă factorii menționați, eroziunea mai este influențată și de adâncimea apei, variația vitezei și dimensiunea razelor de curbură.

3.3.2. Mișcarea laminară și mișcarea turbulentă

Deplasarea apei în albie sub influența directă a gravitației este modelată de frecarea apei cu albia (gradul de rugozitate). Dacă forța de rezistență în albie este mai mică decât forța gravitației viteza de deplasare crește și invers.

Deplasarea (mișcarea) apei în albie se produce sub formă **laminară** și **turbulentă**.

Mișcarea laminară este deplasarea în direcții paralele a masei de apă, de regulă în canale cu pante mici și un strat subțire de apă. Viteza este mai mare la

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

mijlocul volumului de apă ce se deplasează. Odată cu creşterea vitezei, a debitului şi rugozităţii, mişcarea laminară se transformă în mişcare turbulentă.

Viteza de la care se trece din mişcarea laminară în turbulentă şi invers se numeşte **viteză critică**. După M.A. Velikanov viteza critică este de 0,33 cm/s la adâncimea apei de 10 cm, de 0,033 cm/s la 100 cm, de 0,017 cm/s la 200 cm.

În **mişcarea turbulentă** viteza în apropiere de fundul şi malurile albiei are valori mici; vectorul vitezei are direcţie variabilă în diferite puncte şi cu tendinţe de orientare pe direcţia cursului de apă. Mişcarea apei - turbulentă - nu depinde de vâscozitatea ei iar rezistenţa albiei este egală cu pătratul vitezei curentului.

3.3.3. Curenţii din apa râurilor

Datorită neuniformităţii albiei în profil longitudinal şi transversal, în deplasarea apei se nasc mai multe tipuri de curenţi.

La suprafaţa apei datorită vitezei mai mari se formează în spaţiul central un curent superficial fapt ce atrage după sine apa de la margini având aspect convergent; acest curent superficial determină în sectoarele rectilinii un curent circular convergent la suprafaţă şi divergent spre fundul albiei şi care pe spaţii mai mari au aspect de curenţi elicoidali (Fig. 3.28., 3.29.).

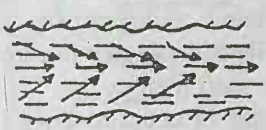


Fig. 3.28. Curent superficial convergent

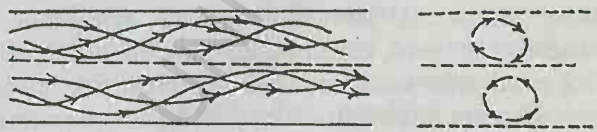


Fig. 3.29. Curenţi elicoidali longitudinali

Curenţii în albia majoră. În momentul depăşirii malurilor albiei minore, curenţii de apă din albia majoră tind să aibă o direcţie longitudinală în sensul direcţiei văii, depăşind sinuozităţile albiei minore. În această situaţie avem de a face cu un curs de apă inferior în albia minoră care urmăreşte sinuozităţile şi un curs superior, mai lat în albia majoră care are o direcţie longitudinală, respectiv urmăreşte direcţia generală a văii (Fig. 3.30.).

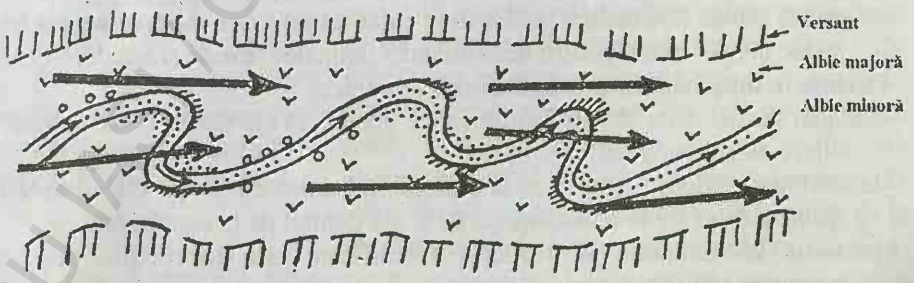


Fig. 3.30. Curenţii din albia majoră la viituri şi ape mari

3.4.1. Rețeaua hidrometrică

Ca parte integrantă a Hidrologiei generale, **hidrometria**, în cazul de față, hidrometria râurilor se ocupă cu aparatele și instalațiile, inclusiv metodele și programele necesare măsurării parametrilor hidrologici.

De asemenea se poate asocia la hidrometrie și o parte din prelucrarea informațiilor obținute prin **rețeaua hidrometrică**, deoarece o altă parte revine calculelor hidrologice.

Programul de măsurători se referă la componenta timp, iar rețeaua hidrometrică la cea spațială. Amândouă aspecte trebuie să răspundă la câteva cerințe:

-să cuprindă și să ofere o imagine cuprinzătoare și specifică a condițiilor geografice privind rețeaua hidrografică;

-să ofere șiruri statistice suficiente de informații pe baza cărora să se elaboreze modele și prognoze hidrologice;

-să permită realizarea de sinteze hidrologice privind resursele de apă și ciclurile hidrologice.

Rețeaua hidrometrică, în România include **posturile hidrometrice** la care se efectuează măsurători asupra nivelurilor, debitelor, temperaturii și fenomenelor de iarnă, chimismului, aluviunilor etc., și **stațiile hidrologice** la care se face prelucrarea volumului de date rezultate de la posturile hidrometrice.

Rețeaua hidrometrică este de regulă **permanentă**, dar în anumite situații când se construiește un obiectiv hidrotehnic (baraj cu lac de acumulare, pod important etc.) se realizează și o **rețea temporară** pentru obținerea unor informații hidrologice mai detaliate, punctuale.

Amplasarea stațiilor (posturilor) hidrometrice se face pe baza unei analize (studii) în care să se cunoască caracteristicile rețelei hidrografice încât să se aleagă secțiunile reprezentative.

În acest sens trebuie să se aibă în vedere:

-evitarea vecinătății unor construcții hidrotehnice ca poduri, secțiuni de râu modificate;

-albiile râurilor să fie stabile, rectilinii și cu scurgere permanentă;

accesul la postul hidrotehnic să fie ușor chiar cu mijloace auto, la acelea unde se fac și măsurători pentru determinarea debitelor lichide și solide.

Cerințe în amplasarea posturilor hidrometrice:

-distanța dintre dana stației hidrometrice vecină să fie astfel încât debitul să difere cu cel puțin 20%;

-la confluențe, fiecare râu să aibă o stație hidrometrică iar pe cursul colector (principal) să fie la o distanță de 20% din debitul de la confluență;

-posturile hidrometrice să fie ușor identificate prin localitățile cele mai apropiate sau alte repere.

În România numărul posturilor hidrometrice a variat mult de la peste 1 000 în anii 1950-1960, când s-au înființat cele mai multe la cca. 700 în anii 1980-1990 și sub acest număr după anul 2 000.

3.4.2. Nivelurile. Dispozitive de măsurare

Aşa cum s-a menţionat reprezintă primul parametru care se măsoară el fiind necesar în determinarea ulterioară a secţiunii şi vitezei care servesc la calcularea debitului. De asemenea nivelul este important în cunoaşterea regimului de scurgere în inundaţii şi amplasarea unor obiective economice şi sociale.

Nivelul apei reprezintă înălţimea oglinzii de apei libere în raport cu un plan de referinţă stabilit.

Nivelul apei trebuie să fie orizontal în secţiune pentru a fi luat în calcul. Nivelul apei poate fi influenţat de vânt (în sensul de curgere sau invers).

Eroziunea sau aluvionarea albiei (secţiunii muiate) influenţează valoarea reală a nivelului.

Rugozitatea albiei îndeosebi vegetaţia influenţează nivelul provocând ridicarea acestuia prin reducerea vitezei.

Lucrările hidrotehnice, poduri cu deschidere mică, digurile laterale, barajele toate influenţează nivelul. Producerea zăpoarelor (blocaje de gheaţă) provoacă ridicarea nivelului. În toate cazurile menţionate şi altele care apar nivelurile sunt diferite pentru debitele echivalente.

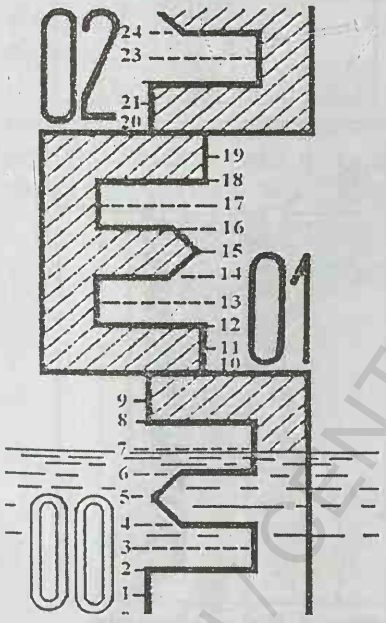


Fig. 3.31.a Partea inferioară a unei plăci de miră cu gradaţii în formă de „E" (după I. Zăvoianu)

Măsurarea nivelurilor se face cu ajutorul **mirelor hidrometrice**. Acestea sunt rigle (plăci) gradate care se instalează pe malurile râurilor pentru citirea nivelurilor.

Condiţii de instalare a mirelor. Sectorul de râu să fie rectiliniu pe minim 100 de metri, să nu prezinte rupturi de pantă, malurile să fie stabile, iar albia să fie stabilă.

Mira hidrometrică simplă, este constituită din plăci metalice (aluminiu) cu lungimi de 50 cm sau 1 m gradate din 2 în 2 cm astfel încât un decimetru (10 cm) să formeze litera E (Fig. 3.31.a).

Amplasarea mirelor poate fi verticală sau înclinată (35°, 45° sau 60°). Mirele verticale-plăcile se fixează pe piloni astfel încât să fie protejate de eroziuni, sloiuri, viituri. De regulă, pentru cuprinderea ecartului (amplitudinii) acestea se fixează pe piloni în scară, primul pilon (placă) de jos să fie sub nivelul minim al apei şi care are determinat „0' miră. De la acesta se fac citirile iar trecerea de la un pilon la altul se face prin cumularea valorilor. „0" miră este determinat altimetric prin măsurători topografice faţă de o cotă apropiată. Deci are valoare faţă de nivelul mării (cota absolută).

În afară de **„0" miră** există şi **„0" grafic** care este de regulă, cu 0,5-1 m mai jos faţă de primul reper, aceasta pentru a evita rămânerea lui „0" miră deasupra

nivelului minim prin adâncirea albiei. Toate nivelurile citite se raportează la „0" grafic. Există şi situaţii când „0" miră este egal cu „0" grafic.

Mirele verticale pot fi instalate pe pod şi mal. Mirele de pe pod se instalează pe pila acestuia sau pe culee astfel încât să cuprindă variaţia nivelului; **mire pe piloţi în scară**; **mire pe zidărie** când pe mal există un zid de piatră sau beton; **mire înclinate** care se folosesc în cazul unor variaţii mari ale nivelurilor, de regulă în cazul lacurilor de baraj antropic instalate pe malurile betonate sau pe stânci acolo unde se găsesc (Fig. 3.31.b).

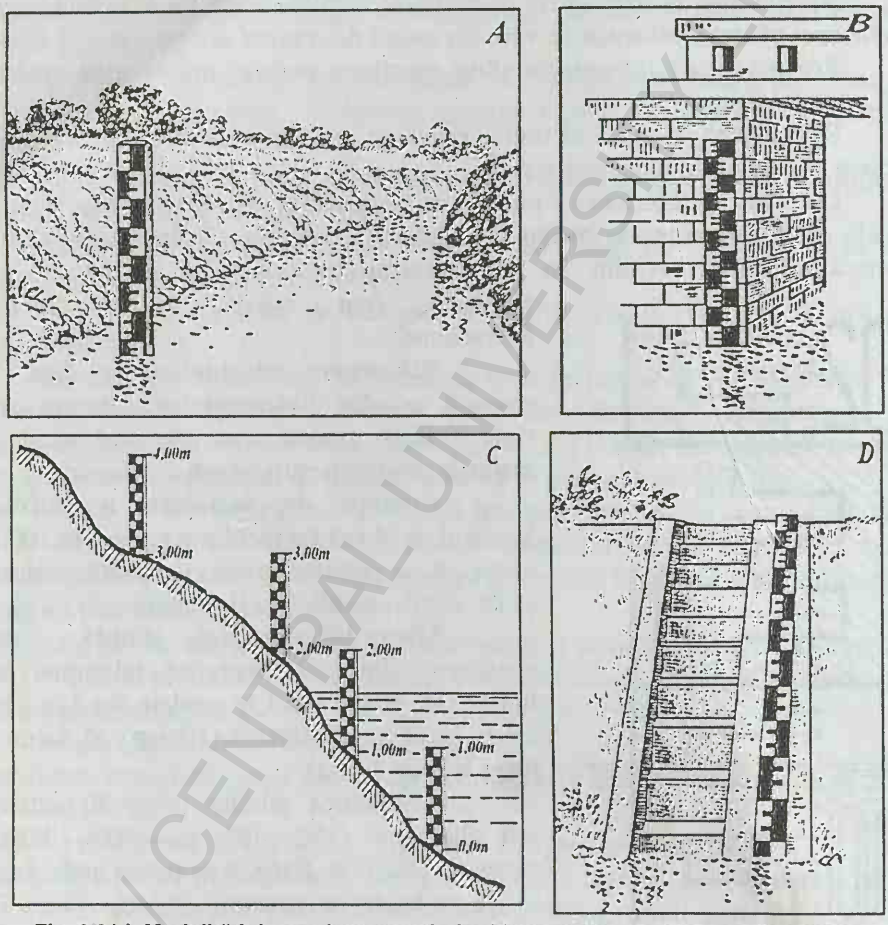


Fig. 3.31.b Modalităţi de amplasare a mirelor hidrometrice. A. Miră pe pilon izolat; B. Miră amplasată pe o construcţie hidrotehnică; C. Miră hidrometrică pe piloţi în scară; D. Miră înclinată.

În situaţia dezafectării unei mire sau când se produc modificări majore ale albiei; reinstalarea acesteia se face prin calcularea diferenţei (ΔH) între „0" miră şi „0" grafic pentru corectarea şi corelarea cu nivelurile anterioare.

Pe mire de regulă se marchează cu vopsea diferită următoarele niveluri caracteristice; **cota de atenţie (CA)**, cu albastru (avertizarea viiturii); **cota de inundaţie (CI)** cu roşu; **cota de pericol (CP)** cu galben (de regulă cu 0,5 m mai mare decât CI).

La viituri mari când nivelul depăşeşte cota de pe placa cea mai ridicată se foloseşte mira portativă ce se fixează pe ultimul pilon.

Limnigraful este alcătuit din următoarele piese: un flotor care este în balans cu o contragreutate legate printr-un cablu; un tambur pe care se înfăşoară banda de hârtie gradată, un sistem de ceasornic care mişcă tamburul, cabina în care este adăpostit tot angrenajul (Fig. 3.31.c).

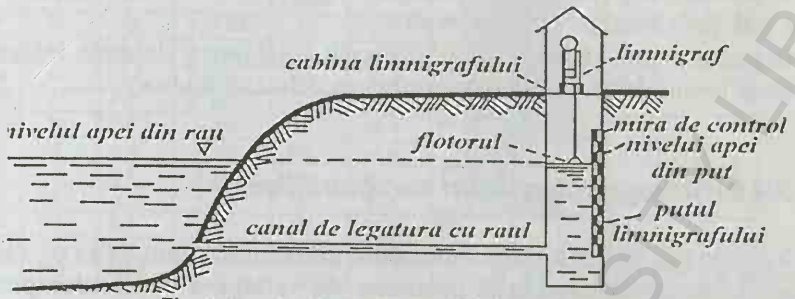


Fig. 3.31.c Secţiunea construcţiei limnigrafului

Tamburul cu sistemul de ceasornic poate fi proiectat pentru 24 de ore sau o săptămână, perioadă la care trebuie schimbată diagrama cu înregistrarea variaţiei nivelului.

Dacă observaţiile de la nivel la mină se fac de regulă de două ori pe zi (orele 7^{00} şi 17^{00}) cu excepţia viiturilor, când se fac din oră în oră sau la 2, 3, sau 4, limnigrafele oferă curba de variaţie a nivelului pentru orice moment din zi şi din noapte (Fig. 3.31.d).

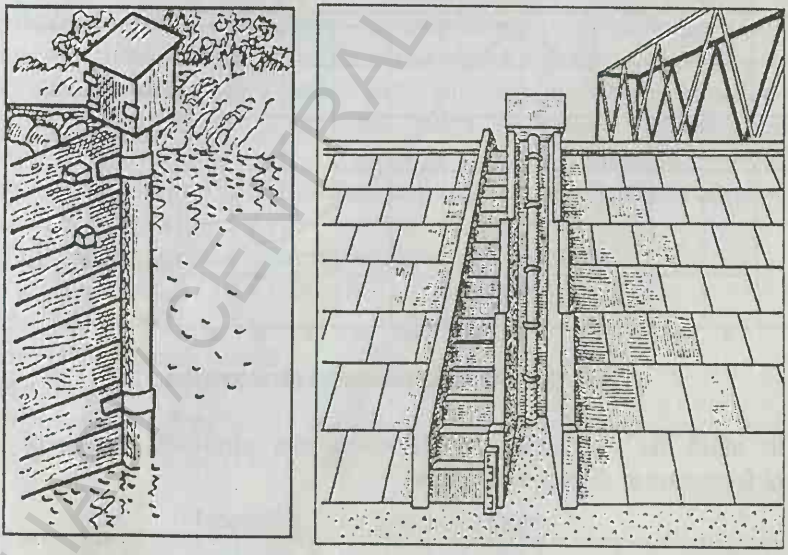


Fig. 3.31.d. Modalităţi de amplasare a limnigrafelor.
Limnigraf cu puţ (stg.); limnograf cu canal deschis (dr.)

Instalaţii mai moderne - telelimnimetre şi telelimnigrafe

Telelimnimetrul se compune din - organul de sesizare, traductorul valorilor măsurate, organul de transmisie, canalul de legătură, organul de recepţie,

traductorul impulsurilor electrice, organul de citire, sursa de alimentare. În țară la noi s-a experimentat un prototip (S. Harabagiu) care transmitea prin radio sau fir, cifrele înscrise pe banda de înregistrare compuse din cm, dm, m şi la orele fixate prin program. Precizia de citire era de 0,5 cm pentru o amplitudine de 10 cm, iar cea de transmitere de 1 s la aceeaşi amplitudine.

În practica hidrometrică nivelul apei la un post hidrometric este rezultatul mediu pe o zi, pe o lună, pe sezon şi pe an.

Existența valorilor de nivel zilnice prin corelare cu debitele măsurate cu ajutorul cheii limnimetrice permite determinarea debitelor zilnice.

3.4.3. Hidrograful, niveluri caracteristice

Valorile zilnice ale nivelului transpuse grafic luând timpul (T) pe abscisă şi înălțimea (H) pe ordonată rezultă diagrama de variație a nivelurilor pe un an calendaristic sau hidrologic. Această diagramă este denumită în hidrologie hidrograf.

Evident că hidrograful poate fi construit şi cu niveluri medii lunare sau medii anuale pentru perioade mai lungi de timp.

Din prelucrarea nivelurilor şi a hidrografului se pot stabili nivelurile caracteristice şi anume: nivelul maxim anual, nivelul minim anual, nivelul maxim al viiturii de toamnă, nivelul de formare a podului de gheață, nivelul minim de iarnă, nivelul dezghețului, nivelul provocat de zăpor etc. (Fig. 3.32.).

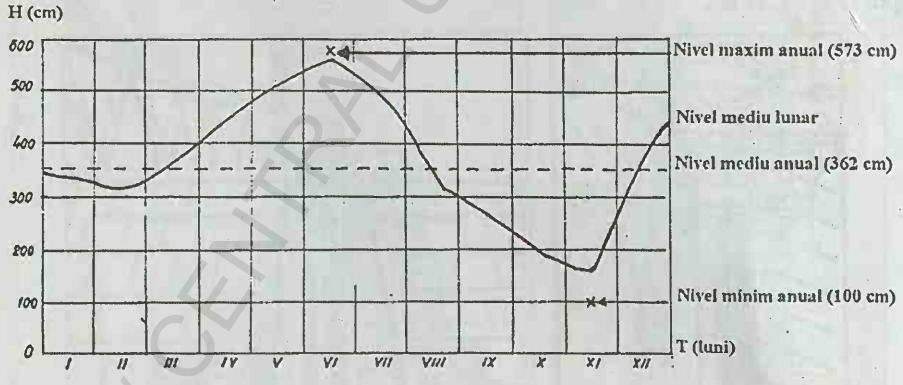


Fig. 3.32. Hidrograful nivelurilor caracteristice

În afară de nivelurile caracteristice, din şirul de observații se mai calculează frecvența şi durata nivelurilor.

3.4.4. Curba de frecvență, curba de durată

Curba de frecvență indică numărul de niveluri (adică numărul de zile) sau procentul de niveluri (zile) dintr-un an, ce corespunde anumitor trepte de niveluri (adică 20% din numărul de niveluri zilnice dintr-un an se găsesc în intervalul de nivel de 150 - 200).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Curba de durată arată numărul de zile exprimat în valoare absolută sau în % din numărul total din an în care valoarea nivelului este mai mare decât o anumită valoare dată. De exemplu, 20% din numărul nivelurilor dintr-un an au valoarea mai mare de 100 cm (Fig. 3.33., Tab. 3.3.)

Intervale de nivele	Frecvenţa		Trepte de nivele	Durata	
	Număr de cazuri	%		Număr de cazuri	%
550 - 600	29	7,9	> 550	29	7,9
500 - 550	42	11,5	> 500	71	19,4
450 - 500	30	8,2	> 450	101	27,6
400 - 450	42	11,5	> 400	143	39,1
350 - 400	63	17,3	> 350	206	56,4
300 - 350	46	12,6	> 300	252	69,0
250 - 300	47	12,9	> 250	299	81,9
200 - 250	21	5,8	> 200	320	87,7
150 - 200	15	4,1	> 150	335	91,8
100 - 150	30	8,2	> 100	36,5	100,0
TOTAL	365	100,0	—	—	

Tabelul 3.3. Niveluri zilnice

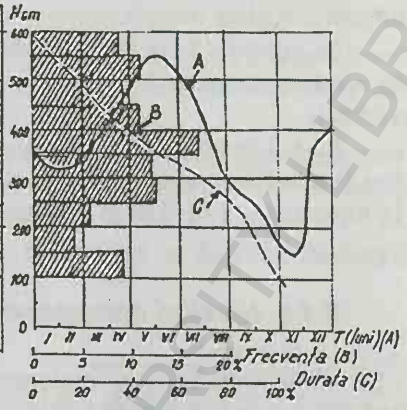


Fig. 3.33. Curba cronologică (hidrograf) – A; curba de frecvenţă – B; curba de durată - C a nivelurilor unui post hidrometric

3.4.5. Hidrogradul

O noţiune folosită mai puţin în hidrologie. De regulă este folosită în navigaţia fluvială pentru indicarea nivelurilor şi oportunitatea efectuării transportului în perioadele cu ape mici de vară-toamnă şi pentru inundaţii.

Hidrogradul reprezintă a zecea parte din amplitudinea nivelurilor (între nivelul minim şi maxim pe o perioadă lungă de timp). Calcularea valorii hidrogradului este valabilă într-o secţiune (post hidrometric). Valoarea hidrogradului variază în profil longitudinal în funcţie de amplitudinea nivelurilor la diferite posturi hidrometrice.

Relaţia de determinare a hidrogradului este:

$$Hg = (H_{max} - H_{min}) / 10 = (600 - 60) / 10 = 54 \text{ cm} \qquad (3.72.)$$

unde:

Hmax- este nivelul maxim;

Hmin - nivel minim

Din definirea hidrogradului rezultă că vom avea 10 hidrograde în fiecare secţiune (de la 1 Hg la 10 Hg) (Tab. 3.4.).

Tabelul 3.4. Valorile hidrogradelor

Hidrogradul	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Valoarea în cm	114	168	222	275	330	384	438	492	546	600

Din calcularea hidrogradelor în mai multe puncte în lungul râului şi corelarea nivelului fiecărui hidrograd cu cotele absolute de pe harta topografică se poate face interpolarea între puncte pe baza unor nomograme (abace) şi trasarea

BCU IAŞI CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

acestora sub formă de izolinii pe ambele părți ale râului începând din albia minoră și continuând în albia majoră inundabilă.

În acest fel dispunem de o hartă a hidrogradelor care servește la navigație în perimetrul albiei minore și la calcularea suprafețelor inundate la dferite hidrograde, în albia majoră.

Se înțelege de la sine că hidrogradele 1 - 3 reprezintă ape mici și medii și peste acestea, ape mari. Evident că hidrogradele 8 - 10 reprezintă ape foarte mari și catastrofale.

La noi în țară s-au folosit mult hidrogradele pe Dunăre. Mai mult, în harta Deltei Dunării la scara 1: 50.000 elaborată de ing. Gh. Vidrașcu și publicată în 1911 hipsometria este dată în hidrograde.

3.4.6. Niveluri corespondente (corespunzătoare)

După cum se știe în lungul unui râu sunt instalate mai multe mire hidrometrice pentru măsurarea nivelurilor. Prin întocmirea hidrografelor nivelurilor la aceste posturi și analizarea alurei acestora se remarcă unele asemănări în ceea ce privește nivelul maxim, nivelul minim, forma diagramei în perioada de primăvară cu ape mari și invers. Dacă se aleg punctele caracteristice (H_1, H_2 ... H_n de pe un hidrograf și $H`_1$, $H`_2$ ... $H`_n$ de pe alt hidrograf sau de pe mai multe hidrografe) se pot construi graficele de corelație între cele două puncte.

Graficele de corelație a nivelurilor corespondente sunt folosite pentru completarea unor date care lipsesc la unul din posturile hidrometrice, la verificarea unor valori care nu prezintă încredere și pentru prognoza transmiterii unor niveluri la ape mari.

3.5. VITEZA APEI ÎN RÂURI

3.5.1. Configurația vitezelor în secțiune transversală

Viteza curentului de apă dintr-o albie de râu variază în funcție de configurația albiei în ansamblu, de detaliile profilului malurilor și fundului, de structura depozitelor (aluviunilor), de gradul de înierbare și acoperire cu arbori (la maluri).

Viteza curentului are un caracter pulsatoriu, dezordonat cu schimbarea intensității și direcției în plan orizontal și vertical.

Înregistrarea acestui tablou se poate face cu morișca hidrometrică sau cu cronograful.

Se precizează că acest caracter pulsatoriu al vitezei este pregnant la maluri, la fund și sub stratul de gheață (iarna).

Măsurarea vitezei se face într-o secțiune activă de râu în mai multe verticale, iar pe fiecare verticală în mai multe puncte de adâncime conform unui standard stabilit în hidrometrie, respectiv la suprafață, la 0,2; 0,6; 0,8; din

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

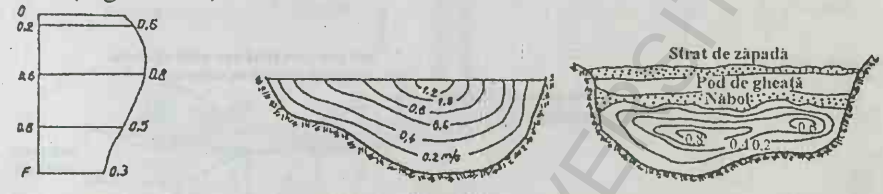
adâncimea verticalei şi la fundul albiei. Numărul verticalelor se stabileşte în funcţie de lăţimea râului, de variaţia curentului etc.

În funcţie de adâncimea râului se stabilesc astfel punctele de măsurare: < 15 cm nu se măsoară, între 15-20 cm la 0,6 din adâncime, între 21-40 cm la suprafaţă şi fund, între 41-80 cm la 0,2; 0,6; 0,8 din adâncime, >80 cm la suprafaţă, 0,2; 0,6; 0,8 şi la fund.

În cazul podului de gheaţă faţă de situaţia de mai sus se suplimentează măsurători la adâncimile între 41-80 cm şi > 80 cm cu câte o măsurătoare şi la 0,4 din adâncime.

Măsurarea vitezei într-un singur punct se numeşte viteză punctuală care nu este concludentă, fapt ce impune mai multe măsurători în acel punct obţinându-se o **viteză punctuală medie**.

Reprezentarea grafică a vitezelor pe o verticală se numeşte **hodograful vitezelor** (Fig. 3.33. a).



a - Hodograful vitezelor

b - Epura vitezelor în secţiune liberă

c - Epura vitezelor în secţiune acoperită cu pod de gheaţă

Fig. 3.33. Distribuţia vitezelor în secţiunea de curgere

Viteza medie pe verticală se poate calcula prin următoarele metode: **grafomecanică, grafoanalitică, analitică şi integrativă.**

Dispunând de vitezele punctuale medii în mai multe verticale se poate întocmi hodograful şi **epura vitezelor** în secţiunea de râu în care se face măsurătoarea. Curbele care unesc punctele cu aceeaşi viteză se numesc **izotahe** (Fig. 3.33.b).

Configuraţia izotahelor diferă în funcţie de morfologia albiei. În cazul podului de gheaţă izotahele se închid (Fig. 3.33.c).

3.5.2. Măsurarea si calcularea vitezei apei râurilor

Măsurarea vitezei apei este importantă pentru: determinarea debitului de apă, direcţiei curenţilor, pentru construcţii hidrotehnice (deschideri şi amplasări de poduri, baraje, diguri etc.), Pentru navigaţie etc.

Viteza apei se determină cu: **flotori sau plutitori, tahobatometre** (tahimetre - batometre), **tuburi piezometrice** (hidrometrice), **morişti hidrometrice.**

Flotorii se folosesc în lipsa celorlalte instrumente. Sunt bucăţi de material uşor plutitor (flotori de suprafaţă, de adâncime, prăjini hidrometrice, flotori integratori).

Relaţia de determinare cu flotori este:

$$V = L / T \text{ (m/s)} \qquad (3.26.)$$

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde:

L - este distanța în m;

T - timpul în secunde.

$$X_1 - X_3 = L$$

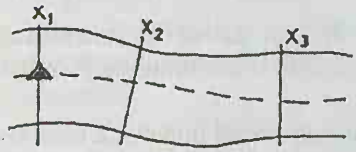


Fig. 3.34. Secțiune în plan pentru măsurarea vitezei apei cu flotori

Dacă râul este lat, urmărirea flotorilor se face cu teodolitul. De regulă pe o distanță de X_m se aleg trei momente de trecere X_1, X_2, X_3 și se face media timpului (Fig. 3.34.).

Tahobatometrele pliante și cu volum constant sunt folosite concomitent și pentru recoltarea aluviunilor în suspensie. Au volume bine determinate și se calculează timpul de umplere. Pe baza curbelor de tarare a batometrelor se determină viteza (Fig. 3.35., 3.36.).

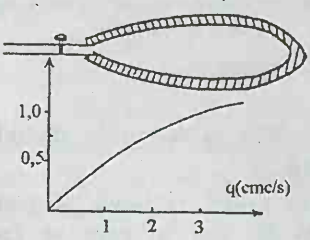


Fig. 3.35. Tahobatometru pliant (balon de cauciuc) și curba de tarare

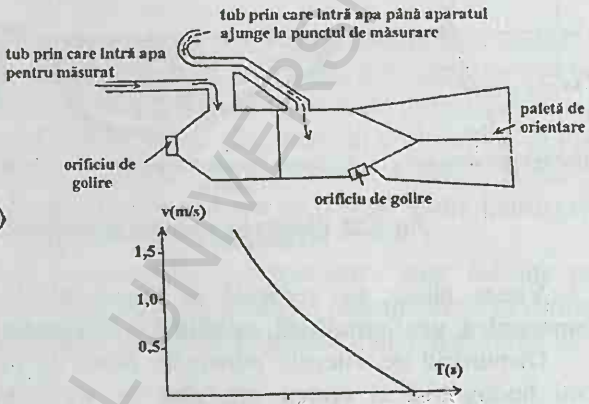


Fig. 3.36. Tahometre cu volum constant și curba de tarare între viteză (v) și timp (t)

Tubul hidrometric imaginat în secolul XVIII (1732) de francezul Pitot, este un tub de sticlă îndoit de 90° cu o deschidere la ambele capete. Acesta se introduce în apă cu deschiderea contra curentului (Fig. 3.37.).

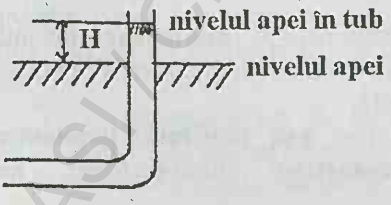


Fig. 3.37. Tubul hidrometric Pitot

Datorită presiunii apei, nivelul în tub se ridică deasupra nivelului din râu cu atât mai mult cu cât viteza apei este mai mare.

Viteza apei se poate calcula potrivit relației:

$$V = C\sqrt{H} \qquad (3.27.)$$

unde:

H - este înălțimea coloanei de apă din tub deasupra nivelului apei din râu

C - o constantă de etalonare a tubului Pitot.

Acest procedeu are o valoare istorică.

BCU ASE CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Morişca hidrometrică este aparatul de bază pentru măsurarea vitezei apei din râuri. Acest aparat se foloseşte la adâncimi mai mari de 15 cm şi la viteze de cel puţin 3 - 5 cm/s. În ultima perioadă prin realizarea unor morişti mici şi cu sensibilitate mare se folosesc şi sub limitele menţionate. Prima morişcă hidrometrică a fost realizată în 1790 de către un oarecare Woltman şi a fost folosită la măsurarea apei în canale.

Părţile componente ale unei morişti sunt: rotorul reprezentat de o paletă şi un ax filetat, corpul în care se găseşte camera de contacte şi coada sau cârma (Fig. 3.38.).

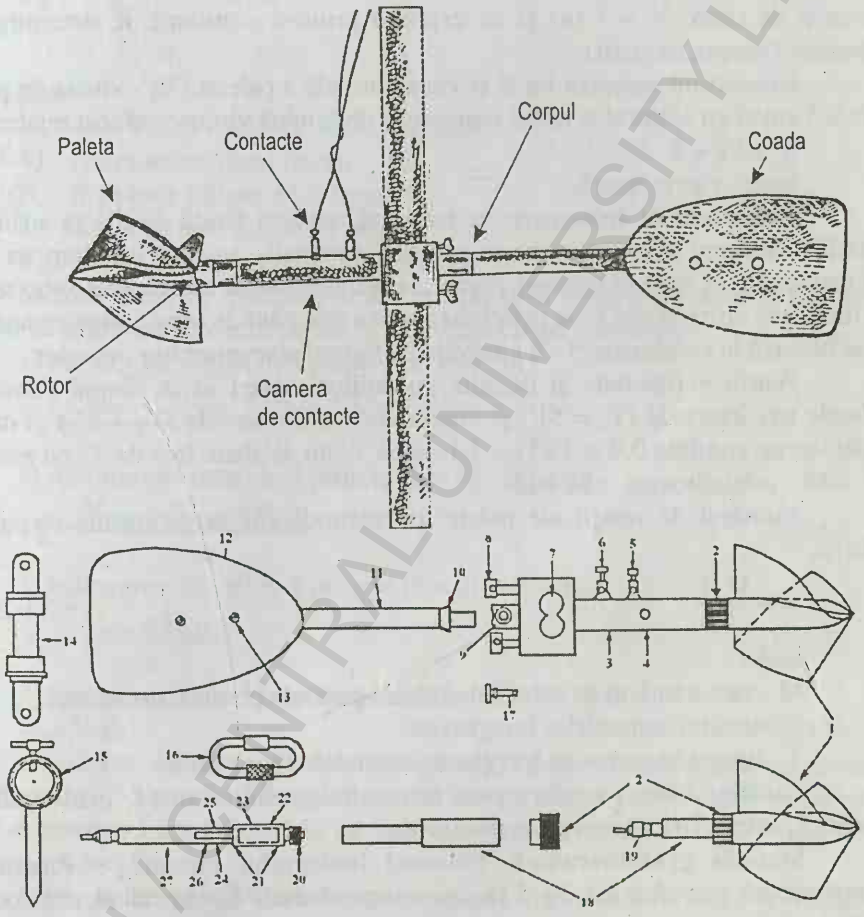


Fig. 3.38. Morişcă hidrometrică. Elementele componente: 1 elice; 2 piuliţă rigidizare; 3 corpul moriştii; 4 şurub fixare ax-corp; 5 bornă de masă; 6 bornă electroizolată; 7 fantă pentru citire tijă; 8 şurub fixare corp pe tijă; 9 locaş şurub ampenaj; 10 şurub fixare ampenaj în corp; 11 corpul ampenajului; 12 paletele ampenajului; 13 şurub fixare paletele ampenajului; 14 vârtejul; 15 indicatorul de direcţie; 16 carabinieră; 17 şurub fixare ampenaj pe corp; 18 cămaşa exterioară a rotorului; 19 axul moriştii; 20 piuliţă fixare rulmenţi; 21 rulmenţi; 22 distanţierul exterior; 23 distanţierul interior; 24 rotiţă dinţată cu 20 de dinţi; 25 rotiţă de plastic cu ştift; 26 acul de contact; 27 axul moriştii – detaliu.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Principiul de funcționare se bazează pe rotirea sub acțiunea dinamică a apei a paletei (elicei) care printr-un ax cu filet (rotor) mișcă o rotiță dințată prevăzută cu un știft; aceasta la o rotire completă (are 20 de dinți) atinge o lamelă care închide un circuit electric alimentat de la o baterie și pune în funcțiune un semnal sonor sau optic. Coada morișții are rolul de a menține morișca pe direcția curentului. Tija pe care este fixată morișca și greutatea hidrodinamică pentru menținerea pe verticală.

Pentru măsurarea vitezelor cu morișca și calcularea lor se procedează astfel:

V - viteza curenților este în funcție de **n** numărul de rotații ale paletei în unitatea de timp, V = f (n) și se exprimă printr-o constantă K determinată în laborator (tararea morișții).

Cunoscând valoarea lui K și viteza inițială a paletei (V_0 - viteza de pornire sub 2-5 cm/s) cu ajutorul ecuației morișții se determină viteza conform relației:

$$V = V_0 + K_n \qquad (3.28.)$$

unde: n se măsoară.

Procedeul de măsurare: se lansează morișca fixată de tijă la adâncimea stabilită conform stasului și pe o anumită verticală; se lasă un timp ca să se uniformizeze, să intre în regimul vitezei; la primul semnal acustic sau optic se pune în funcțiune cronometru și se marchează secundele până la următoarea semnalizare și se notează în continuare 5 - 6 intervale cu timpul corespunzător cumulat.

Pentru veridicitate și datorită pulsațiilor vitezei se ia timpul cumulat la primele trei intervale (T_1 = 51') și următoarele trei intervale (T_2 = 53') și dacă se îndeplinește condiția $0,9 < T_2/T_1 < 1,1$ adică T_2 nu se abate față de T_1 cu mai mult de 10% - măsurătoarea este bună.

Numărul de rotații ale paletei pe secundă (n) se determină cu ajutorul relației:

$$n = \frac{M \cdot i}{T} \qquad (3.29.)$$

unde:

M - este numărul de rotații ale paletei pentru a produce un semnal;

i - numărul semnalelor înregistrate;

T - timpul în care s-au înregistrat semnalele (în secunde).

Calculul vitezei se face prin metodele: **grafomecanică, grafoanalitică, analitică, integrării vitezei pe verticală.**

Metoda grafomecanică. Folosind hodograful vitezei pe verticală se planimetrează suprafața de 2 - 3 ori iar viteza medie (V_m) se calculează conform relației:

$$V_m = \frac{F_v}{h}(m/s) \qquad (3.30.)$$

unde:

F_v - este suprafața graficului;

H - adâncimea

(exemplu: pentru viteze 1 cm = 0,5 m/s și pentru adâncime 1 cm = 0,2 m atunci 1 cm^2 de pe grafic reprezintă 0,1 m^2/s). Un cm^2 de pe grafic reprezintă un anumit număr de diviziuni la planimetru.

Metoda grafoanalitică. Se împarte hodograful în fâşii orizontale de 4 mm înălţime şi determinarea grafică a vitezei la mijlocul fâşiilor se face conform relaţiei:

$$V_m = \frac{V_1 + V_2 + ... + V_n}{n} (m/s) \qquad (3.31.)$$

Când ultima fâşie (de la fund) are o înălţime mai mică de 4 mm viteza medie se calculează conform relaţiei:

$$V_m = \frac{V_i + \frac{h_n}{h_i} \cdot V_n}{n + \frac{h_n}{h_i}} (m/s) \qquad (3.32.)$$

unde:

V_m - este viteza medie pe verticală (m/s);

V_i - viteza intervalului (m/s);

H_n - înălţimea ultimei fâşii (mm);

h_i - înălţimea unei fâşii de 4 mm;

V_n - viteza mijlocului fâşiei de jos (m/s).

Metoda analitică - vitezele treptelor reprezintă vitezele treptelor în punctele standard de măsurare şi viteza medie se calculează după formulele:

1) măsurarea vitezei în **5 puncte** (h > 80 cm):

$$V_m = \frac{V_{supr.} + 3V_{0.2h} + 3V_{0.6h} + 2V_{0.8h} + V_f}{10} \qquad (3.33.)$$

2) măsurarea vitezei în **3 puncte** (h = 41 - 80 cm):

$$V_m = \frac{V_{0.2h} + 2V_{0.6h} + V_{0.8h}}{4} \qquad (3.34.)$$

3) măsurarea vitezei în **2 puncte** (h = 21 - 40 cm):

$$V_m = \frac{V_{0.2h} + V_{0.8h}}{2} \qquad (3.35.)$$

4) măsurarea vitezei **într-un punct** (h = 15 - 20 cm):

$V_m = V_{0.6h}$ (3.36.)

În situaţia existenţei podului de gheaţă, viteza se calculează cu aceeaşi formulă pentru 2-5 puncte. Când se măsoară într-un singur punct $V_m = KV$, în care K este o constantă experimentală cu valorile: pentru $V_{0,4h}$, K = 0,75; $V_{0,5h}$, K = 0,85; $V_{0,6h}$, K = 0,95.

Metoda integrării vitezelor pe verticală - se ridică morişca pe verticală cu o viteză constantă (de la fund spre suprafaţă şi invers) înregistrându-se numărul impulsurilor (i) şi timpul în care se produc (t). Cunoscând cele două elemente (n şi t) se determină viteza medie prin relaţia cunoscută.

3.6. DEBITUL LICHID AL RÂURILOR

Debitul de apă (Q) al unui râu (canal, conductă închisă) este cantitatea de apă care trece printr-o anumită secţiune (w - m^2) în unitatea de timp (V - m/s).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Deci debitul de apă (Q) se determină conform relației:

$$Q\ (m^3/s) = w\ V \qquad (3.37.)$$

Este evident că în cazul râurilor, secțiunea se referă la albia activă prin care se scurge apa. Deplasarea apei în albia râului se face conform legii gravitației și înclinării acesteia în profil longitudinal. Debitul de apă se exprimă, de regulă, în m^3/s sau l/s.

Prin determinarea vitezelor în mai multe verticale și respectiv în mai multe puncte pe acestea (conform standardelor menționate anterior) și reprezentarea lor grafică se pot calcula debitele parțiale și prin însumare, debitul total.

În acest sens se procedează potrivit modelului debitului parțial și total (Fig. 3.39).

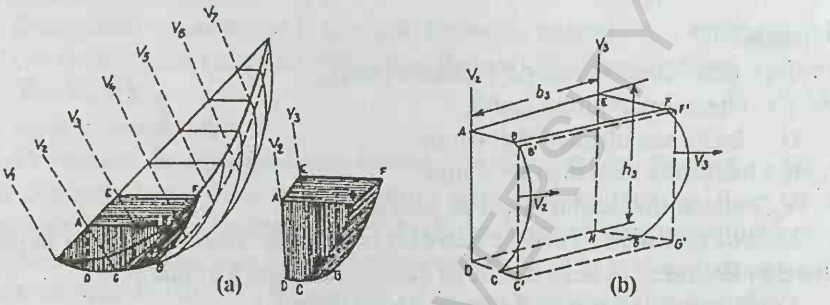


Fig. 3.39. Modelele debitului total (a) și a debitului parțial (b) într-o secțiune de râu

Din figura 3.39 a. se defalcă volumul delimitat de coordonatele A,B,C,D, respectiv epura vitezei pe verticale V_2 și celelalte E,F,G,H, adică epura vitezei din verticala V_3.

Dacă se consideră volumul, astfel delimitat ca un trunchi de piramidă, evidențiat în figura 3.39. b., se aplică relația:

$$\frac{AB`CD + EF`G`H}{2} \cdot AE, \qquad (3.38.)$$

Respectiv:

$$q_3 = \frac{V_{m2} \cdot h_2 + V_{m3} \cdot h_3}{2} b_3 \qquad (3.39.)$$

unde:

q_3 - este debitul parțial;

V_{m2} - viteza medie pe verticala 2;

V_{m3} - viteza medie pe verticala 3;

b_3 - distanța dintre verticalele 2 și 3.

O altă variantă pentru calcularea debitului parțial este calcularea secțiunii (w_3) și a vitezei medii ($V_{2,3}$) între verticalele respective.

Astfel:

$$w_3 = \frac{h_2 \pm h_3}{2} b_3 \qquad (3.40.)$$

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

iar $V_{m2,3} = \frac{V_{m2} + V_{m3}}{2}$ (3.41.)

iar $q_3 = \left(\frac{h_2 + h_3}{2} \cdot b_3\right) \cdot \left(\frac{V_{m2} + V_{m3}}{2}\right) = V_{m2,3w3}$ (3.42.)

Debitul total se obține prin însumarea debitelor parțiale:

$Q = q_1 + q_2 + \ldots + q_{n-1} + q_n = \Sigma q_i$ (m^3/s) (3.43.)

3.6.1. Metode de determinare a debitului

Determinarea debitelor de apă constituie una dintre cele mai importante activități în hidrometrie şi în hidrologie, deoarece determinarea acestui parametru stă la baza tuturor calculelor privind o construcție hidrotehnică.

Sunt mai multe metode de determinare a debitului de apă, unele dintre ele corespunzând celor analizate la determinarea vitezei.

Metoda secțiune - viteză este cea mai utilizată şi constă în măsurarea secțiunii şi vitezelor apei cu morişca hidrometrică sau cu flotori.

Metoda construcțiilor hidrometrice speciale şi hidrotehnice existente. Amenajarea unor canale hidrometrice şi deversor cu tararea acestora. Prin măsurarea nivelurilor apei şi utilizarea curbelor de tarare se determină debitul. Aceasta se practică pe râuri mici.

Deversorii sunt de mai multe tipuri: **deversori cu prag, deversori cu pereți subțiri.**

Deversori cu prag

a) Deversor cu prag inundat

$$Q = \rho \cdot b \cdot H\sqrt{2g(H_0 + P_1 - P)} \quad (3.44.)$$

unde:

ρ - este coeficientul de viteză (din tabele)

P_1 - adâncimea apei în aval de deversor (în m);

P - înălțimea feței din amonte a deversorului (în m);

b - lățimea deversorului (în m) şi

b) Deversor cu prag neinundat

$$Q = mb\sqrt{2gH_0^{3/2}} \quad (3.45.)$$

$$H_0 = H + \frac{V^2}{2g} \quad (3.46.)$$

unde:

m - este coeficientul de debit (din tabele);

g - accelerația gravitațională;

H - grosimea lamei de apă deversată

Deversori cu pereți subțiri

a) Deversori cu pereți subțiri dreptunghiulari

$$Q = m_0 b\sqrt{2gH^{3/2}} \quad (3.47.)$$

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde: m_0 - este coeficientul de debit care se calculează după relația:

$$m_0 = \left(0{,}405 + \frac{0{,}003}{H}\right)\left[1 + 0{,}55\left(\frac{H}{H-P}\right)^2\right] \qquad (3.48.)$$

unde:

P - este înălțimea pragului deversor față de fund.

b) Deversori cu prag subțire trapezoidal - pereții au înclinarea tg α= 1/4. Sarcina maximă (H) trebuie să fie de cel puțin 1/3 din lungimea pragului:

$$Q = 1{,}86\, b\, H^{3/2} \qquad (3.49.)$$

c) Deversori cu pereți triunghiulari - sarcina minimă H = 0,05 m şi cea maximă H = 1 m:

$$Q = 1{,}4\, H^{5/2} \quad \text{sau} \quad Q = 1{,}343\, H^{2{,}47} \qquad (3.50.)$$

Sarcina H (înălțimea apei) se determină cu o riglă sau miră. Există tabele cu ajutorul cărora în funcție de secțiunea deversorului şi sarcina H se determină Q în l/s sau m^3/s.

Metoda diluției (amestecului)

În cazul pâraielor mici, de munte, este greoaie folosirea celorlalte metode şi atunci se practică metoda amestecului (chimică). Se lansează o soluție cu o concentrație mare de NaCl care se amestecă în apa curentului. Mai jos de amestecul soluției se colectează probe de apă la care se determină concentrația. Debitul se determină cu relația:

$$Q = q\frac{K_1 - K_2}{K_2 - K_0} \qquad (3.51.)$$

unde:

q - este debitul soluției în l/s;

K_1 - concentrația soluției în g/l;

K_0 - concentrația soluției în curent în stare naturală (g/l);

K_2 - concentrația soluției din proba colectată în aval (g/l);

Q - debitul curentului (l/s).

Dacă nu se ia în considerare concentrația soluției în stare naturală (K_0) valoarea debitului se determină astfel:

$$Q = q\frac{K_1}{K_2} \qquad (3.52.)$$

Sunt necesare detalii asupra capacității vasului şi modalitatea de lansare.

Metoda volumetrică se practică la izvoare sau obârşia pâraielor unde debitul este de ordinul câtorva l/s. Se drenează apa izvorului pe un jgheab şi se colectează într-un vas cu volum cunoscut. Debitul se determină cu relația:

$$Q = \frac{W}{t}(l/s) \qquad (3.53.)$$

unde: W-este volumul vasului;

t - timpul în care se umple vasul.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Metoda hidraulică se practică în imposibilitatea folosirii altor metode directe - experimentale. În acest scop se folosesc formule hidraulice. Cea mai utilizată este **formula Chézy**:

$$V = C\sqrt{RI} \qquad (3.54.)$$

unde:

V - este viteza medie pe secțiune;

C - un coeficient de viteză;

R - raza hidraulică;

I - panta longitudinală a suprafeței apei.

Debitul se va calcula după formula:

$$Q = w\,V \qquad (3.55.)$$

unde:

w - este suprafața secțiunii (m^2);

V - viteza (m/s).

Pentru coeficientul C se foloseşte formula Bazin:

$$C = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{R}}} \qquad (3.56.)$$

unde: γ este rugozitatea, se determină astfel:

$$\gamma = \frac{87wR\sqrt{I}}{Q} - \sqrt{R} \qquad (3.57.)$$

De regulă valorile coeficientului rugozității se dau în tabele.

Metoda se foloseşte pentru extrapolarea cheilor limnimetrice când lipsesc măsurători directe (la ape mari şi ape mici).

Determinarea debitelor cu ajutorul flotorilor

Câteva condiții care se impun acestui gen de determinări:

- să nu fie vânt care să influențeze deplasarea flotorilor;
- nivelul apei să fie stabil (nici în creştere nici în scădere);
- sectorul de râu să fie lipsit de vegetație la maluri sau la fund;
- sectorul de râu să fie aproximativ rectiliniu pe o distanță de 3-5 ori mai mare decât lățimea.

Procedeul de alegere a distanței de lansare este cel prezentat la viteză.

Determinarea debitului se face astfel:

* se calculează secțiunea albiei (m^2);
* se determină viteza de suprafață:

$$V_{msuperf} = \frac{L}{t}(m/s) \qquad (3.58.)$$

unde:

L-este distanța parcursă de flotori (m);

t-durata de deplasare a flotorilor (sec.);

* se calculează debitul fictiv pe baza lui Vsuperf.:

$$Q_{fictiv} = w\,V_m \quad (m/s). \qquad (3.59.)$$

* se calculează debitul real:

$$Q = K\,Q_{fictiv} \quad (m/s) \qquad (3.60.)$$

unde:

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

k - este un coeficient de reducţie şi se apreciază între 0,86 şi 0,89 şi el se calculează astfel:

- la râuri de şes:

$$K = \frac{C}{C+6} \qquad (3.61.)$$

- la râuri de munte:

$$K = \frac{C}{1{,}34 \cdot C + 6} \qquad (3.62.)$$

unde: C-este coeficientul de viteză determinat cu formula N. Pavlovski

$$C = \frac{1}{n} R^y \qquad (3.63.)$$

unde:

n - este coeficientul de rugozitate;

R - raza hidraulică;

y - factor exponenţial ce poate fi scos din tabele sau calculat

$$y = 2{,}5\sqrt{n} - 0{,}13 - 0{,}75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0{,}10) \qquad (3.64.)$$

$$y = 1{,}5\sqrt{n} \qquad \text{când R < 1,0 m} \qquad (3.65.)$$

$$y = 1{,}3\sqrt{n} \qquad \text{când R > 1,0 m} \qquad (3.66.)$$

3.6.2. Calculul debitului

După cum s-a arătat la determinarea vitezelor cu morişca hidrometrică prin mai multe metode - **analitică, grafoanalitică, grafomecanică**, prin aceleaşi metode se determină şi debitul lichid.

Metoda analitică. Se determină debitele elementare (parţiale) pentru fiecare spaţiu dintre verticale şi însumarea acestora.

În acest sens:

- se calculează viteza medie pe fiecare verticală (V_1, V_2, ..., V_n);
- se calculează suprafeţele parţiale (w_1,w_2, ...,w n) prin metoda figurilor geometrice;
- se calculează viteza medie pentru fiecare suprafaţă parţială ca medie aritmetică dintre verticalele vecine. Pentru prima şi ultima secţiune viteza medie se calculează, se apreciază că reprezintă 2/3 din prima şi, respectiv ultima verticală;
- se determină debitul parţial ca produs dintre w şi V_m;
- se însumează debitele parţiale utilizând relaţia:

$$Q = 2/3V_1 + w_1\frac{V_1+V_2}{2} + w_2\frac{V_2+V_3}{2} + ... + w_{n-1}\frac{V_{n-1}+V_n}{2} + 2/3w_nV_n(m/s) \qquad (3.37.)$$

Metoda grafoanalitică presupune reprezentarea grafică a vitezelor pe secţiune şi o serie de calcule care oferă o mai mare precizie în determinarea debitului (Fig. 3.40.)

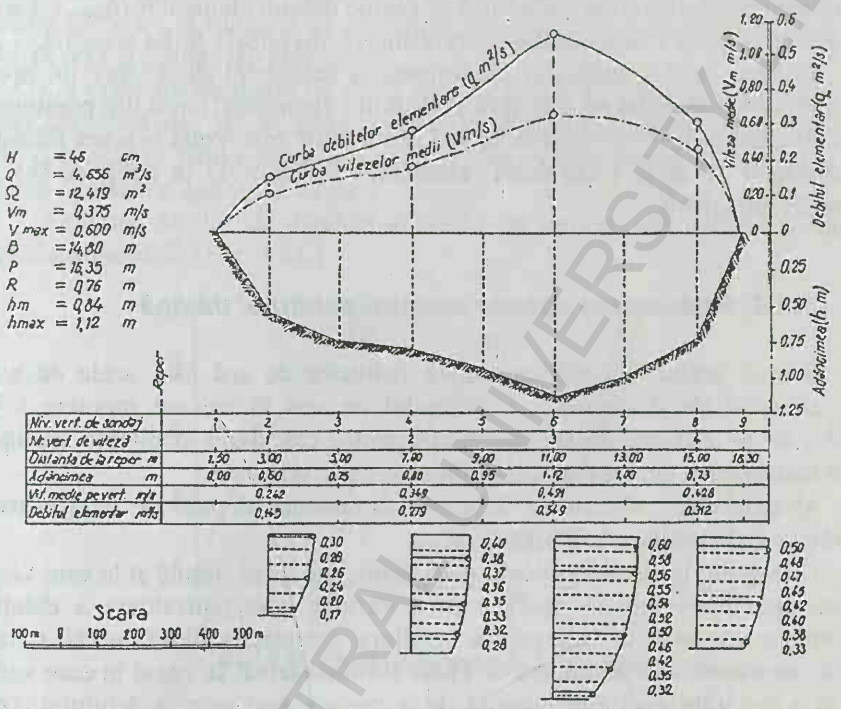
Astfel:

1) Se reprezintă grafic o secţiune pe baza sondajelor la verticalele respective.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

2) Se întocmeşte un tabel la partea inferioară a secţiunii cu următoarele elemente:

* numărul verticalei de sondaj;
* numărul verticalei de viteză;
* distanţa de la reper (d) în m;
* adâncimea pe verticală (h) în m;
* viteza medie (V_m) pe verticală în m/s;
* debitul elementar (q_{elem}) în m^2/s.



Nr. vert. de sondaj	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nr. vert. de viteză		1		2		3		4	
Distanţa de la reper m	1,30	3,00	5,00	7,00	9,00	11,00	13,00	15,00	16,30
Adâncimea m	0,00	0,80	0,75	0,80	0,95	1,12	1,00	0,73	
Vit. medie pe vert. m/s		0,242		0,349		0,491		0,428	
Debitul elementar m²/s		0,145		0,279		0,549		0,312	

Fig. 3.40. Calcularea debitului lichid prin metoda grafoanalitică (după I. Pişota, 1983)

3) Se reprezintă hodograful vitezelor pe fiecare verticală şi se calculează conform determinării vitezelor elementare.

4) Se reprezintă grafic curba vitezelor.

5) Se determină debitul elementar în m^2/s ca produs între V_m şi h verticala:

$$q_{elem} = V_m\, h \quad (m^2/s) \qquad (3.68.)$$

6) Se reprezintă la scara secţiunii transversale şi deasupra acesteia debitul elementar după care se unesc punctele obţinându-se curba debitelor elementare.

7) Se determină suprafaţa dintre curba debitului elementar şi suprafaţa apei împărţindu-se în distanţe egale (de exemplu în 4 mm sau 5 mm).

$$S = (a + b + c + ... + n)\, h \qquad (3.69.)$$

unde: a,b,c,...,n - sunt verticalele care împart suprafeţele din 4 în 4 mm (sau 5 mm) şi h este distanţa dintre ele, respectiv 4 mm (sau 5 mm).

8) Determinarea debitului obţinut prin înmulţirea suprafeţei grafice cu scara de reprezentare a lăţimii râului (B) şi scara de reprezentare a debitului elementar:

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$Q = \frac{T_2}{3} q_1 b_0 + \frac{q_1 + q_2}{2} b_1 + ... + \frac{q_{n-1} + q_n}{2} b_n - 1 + \frac{1}{3} q_n b_n \text{ (m}^3\text{/s)} \qquad (3.70.)$$

unde:

$q_1, q_2, ..., q_n$ reprezintă debitul elementar (m^2/s);

$b_0, b_1, ..., b_n$ - reprezintă distanța dintre verticale (m).

Metoda grafomecanică este cea mai exactă și se recomandă a fi folosită. Aceasta constă în reprezentarea grafică a profilului transversal cu verticalele și hodografele respective după care se planimetrează fiecare hodograf. Prin înmulțirea vitezei medii pe verticală cu adâncimea se obține debitul elementar ($q_{elem.}$). Cu q_{elem} se reprezintă deasupra suprafeței apei (profilului transversal) curba acestuia.

Debitul total rezultă din planimetrarea suprafeței dintre nivelul apei în profil transversal și curba de deasupra a debitului elementar. Dacă din planimetrare rezultă, de exemplu 50 cm^2, cunoscând că fiecare cm^2 reprezintă la scara folosită (1 cm lungime = 1 m și 1 cm debit elementar = 0,5 m^2/s) în debit de 0,5 m^3/s obținem 25 m^3/s debit.

3.6.3. Prelucrarea datelor asupra debitului de apă

Scopul prelucrării datelor asupra debitelor de apă este acela de a găsi soluția concretă de determinare a debitului de apă în oricare moment a unei perioade, să se utilizeze aceste informații pentru calcularea debitelor maxime și minime instantanee, debitele minime zilnice, lunare și anuale.

Metodele de calculare a debitelor instantanee depind de caracteristicile albiei râului și de mijloacele folosite.

De regulă, la râurile mijlocii, mari și mici cu albie stabilă și la care variația nivelului apei cu 1 cm se produce la o variație corespunzătoare a debitului, determinarea acestuia se bazează pe legătura (corelația) dintre nivel și debit, corelație cunoscută sub denumirea de **cheie limnimetrică**. În cazul în care variația de 1 cm a nivelului apei este produsă de o creștere mai mare a debitului (peste 20%) atunci pentru calculul debitului instantaneu se utilizează **metoda interpolării directe** și deci numărul măsurătorilor trebuie să fie mai mare pentru a cuprinde paleta evoluției debitului. De regulă, această metodă se folosește pentru extremitățile cheii limnimetrice.

În cazul existenței unei construcții hidrotehnice se folosește curba de tarare a acestora.

Cheia limnimetrică este cea mai folosită în determinarea debitelor instantanee.

Este necesar să precizăm următorul aspect: pe râuri sunt instalate mire hidrometrice care se constituie în stații (posturi hidrometrice).

La aceste posturi hidrometrice, primul parametru care e măsoară este nivelul apei (de regulă o dată pe zi, dar la viituri se fac citiri și din oră în oră), apoi se măsoară temperatura apei, se prelevează probe de apă pentru chimism, se măsoară debitul de apă și de aluviuni.

Dacă nivelul apei se citește și se consemnează în fiecare zi, în ceea ce privește măsurătoarea de debit, dat fiind complexitatea ei și numărul minim de 2

persoane pentru efectuare, acestea se fac de câteva ori pe an, astfel încât să se poată acoperi ecartul de variație al nivelurilor dintr-un an (de la niveluri minime la cele maxime).

Deoarece în practică este necesar să se cunoască debitele zilnice, lunare și anuale atunci se procedează la stabilirea cheii limnimetrice pentru postul hidrometric, respectiv stabilirea corelației dintre niveluri și debite.

Din cele de mai sus rezultă că într-un an vom fi în posesia a 365 de valori ale nivelului și a 5-10 măsurători de debite.

Pentru cunoașterea stabilității secțiunii de măsurare este necesar să se efectueze periodic măsurători de adâncime deoarece la viituri, albia (secțiunea) se modifică prin eroziune sau aluvionare.

La orice măsurătoare de debit se întocmește un tabel cu data măsurătorii, nivelul apei față de "0" al mirei, suprafața secțiunii, lățimea albiei, adâncimile medii și maxime, panta suprafeței apei (I ‰), viteza medie în secțiune, viteza maximă, debitul de apă (Q în m^3/s).

Pe baza datelor de niveluri și debite se întocmește graficul de corelație (cheia limnimetrică) (Fig. 3.41.)

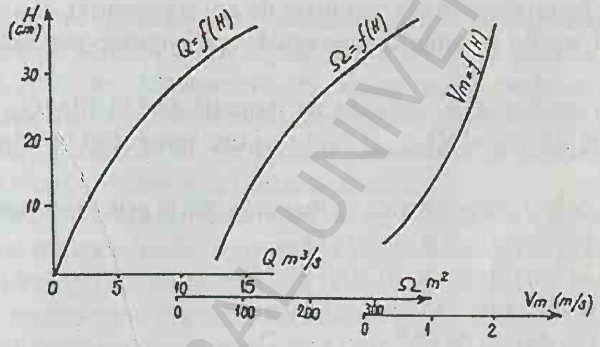


Fig. 3.41. Cheia limnometrică Q , V_m= f (H)

De regulă, cheile limnimetrice se extrapolează în cele două extreme (minimă și maximă) unde nu sunt făcute măsurători de debite dar sunt observații de niveluri. Extrapolarea se face pe cca. 10 - 15% din ecartul nivelurilor.

Cheile limnimetrice se întocmesc separat pentru perioada de vară și de iarnă (pod de gheață). Extrapolarea se face după tendința curbei, pe baza curbelor w= f(H), V_m = f(H) și formulei Chézy.

Pentru calcularea debitelor medii zilnice pe baza cheii limnimetrice grafice se întocmește cheia limnimetrică tabelară (Tab. 3.2)

Tabelul 3.2. Cheia limnimetrică Q= *f* (H) cm

Nivel (cm)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	7,0	7,20	7,40	7,60	7,80	8,00	8,20	8,40	8,60	8,80
20	9,0	9,35	9,70	10,05	10,40	10,75	11,10	11,45	11,80	12,15
30	12,50	12,95	13,40	13,85	14,30	14,75	15,20	15,65	16,10	16,55
40	17,00	17,55	18,10	18,65	19,00	19,70	20,30	20,85	21,40	21,85
50	22,50									

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.6.4. Debite caracteristice

Odată determinate debitele zilnice se întocmeşte graficul anual de variaţie a acestora care se numeşte hidrograful debitelor.

Analizându-se hidrograful anual al debitelor se pot stabili câteva debite caracteristice.

Debitul maxim maximorum ($Q_{max.max.}$) este cel mai mare debit ce s-a înregistrat în perioada de observaţii (măsurători) sau reconstituit (până în prezent).

Debitul extraordinar ($Q_{max.ex.}$) este debitul cel mai mare înregistrat într-o perioadă de 30 de ani consecutivi.

Debitul maxim anual ($Q_{max.an.}$) este cel mai mare debit din 365 de zile (dintr-un an).

Debitul maxim normal ($Q_{max,norm.}$) este debitul cu durata de 10 zile pe an (s-a menţinut sau a depăşit 10 zile/an).

Debitul mediu anual (Q_m) reprezintă media aritmetică a debitelor zilnice dintr-un an.

Debitul normal (debitul modul) (Q_0) este debitul care reprezintă media debitelor medii pe o perioadă cât mai mare de ani consecutivi.

Debitul mediu - formulare generală - pe anumite perioade (decadă, lună, anotimp).

Debitul de etiaj (Q_e) - cel care are o durată de 355 zile (Q_{an} - 10 zile).

Debit minim anual ($Q_{min.an.}$) - cel mai mic înregistrat în întreaga perioadă de observaţii.

Aceste debite caracteristice se mai exprimă şi prin asigurarea la % astfel:

$Q_{max.an.}$ (cu durata de o zi) este $Q_{0.3\%}$

$Q_{max.normal}$ (cu durata de 10 zile) este $Q_{3\%}$

Q_{etiaj} (cu durata de 355 zile) este $Q_{97\%}$

$Q_{min.an.}$ (cu durata de 365 zile) este $Q_{99,7\%}$

Raportul dintre Q_{max} şi Q_{min} (Q_{max}/Q_{min}) exprimă uniformitatea scurgerii sau torenţialitatea unui râu.

Astfel, Oltul la Râmnicu Vâlcea are 1/157, Someşul la Satu Mare 1/328, Mureşul la Arad 1/182, Siretul la Lungci 1/199, Bârlad la Bârlad 1/7600, Jijia la Todireni 1/19700, Dunărea la Ceatalul Chiliei 1/11.

3.6.4. Regularizarea debitelor

Deoarece în condiţiile climatului temperat-continental din ţara noastră există o variaţie mare în cursul anului a valorii debitului scurs pe râuri, pentru rezolvarea unor necesităţi economice se impune regularizarea debitelor. Debitele extreme au în egală măsură consecinţe negative asupra modului de folosinţă sau asupra ecosistemelor fluviatile (reofile). În acest sens se impun măsuri de reţinere în lacuri de acumulare a unor volume de apă care să fie restituite treptat în timpul anului. Acest procedeu poate fi considerat ca o **compensare** a resurselor de apă.

Regularizarea debitelor poate fi făcută la nivelul unei zile, la nivelul sezoanelor şi la nivel multianual în funcţie de regimul de scurgere al râului.

În hidroenergie se reține o parte din apă în lacul de acumulare în timpul nopții și se restituie ziua în perioada de vârf. Alte situații: la irigații, la plutărit, la transporturi.

3.7. REGIMUL HIDROLOGIC AL RÂURILOR

Regimul hidrologic al unui râu sau al unui sistem de râuri, care se grupează teritorial după anumite legități în care trebuie să luăm în considerare evoluția paleogeografică, condițiile climatice și intervenția omului în decursul timpului, reprezintă forma de manifestare în timp și spațiu a râului (râurilor) reflectată prin procesul de scurgere a apei în albia respectivă.

Analiza regimului hidrologic al râurilor prezintă o importanță deosebită pentru cunoașterea tuturor aspectelor hidrologice și respectiv a resurselor de apă de care dispunem pe un anumit teritoriu (bazin hidrografic, unitate geografică, țară, continent sau chiar planeta Terra).

Se poate extrapola termenul (noțiunea) de regim hidrologic al unui râu dincolo de scurgerea apei propriu-zisă, incluzând aspecte de turbiditate (aluviuni în suspensie), compoziția chimică a apei (tipuri hidrochimice și grad de mineralizare), temperatura apei (inclusiv fenomenele de îngheț acolo unde zona geografică determină acest aspect). Într-un cuvânt se poate spune că prin regimul hidrologic al unui râu înțelegem, în sensul celor menționate, ansamblul de procese hidrologice - sub aspect fizic și chimic - adică manifestarea abiotică.

Pentru înțelegerea acestui ansamblu de manifestări în sistemul hidrografic analizat, se impune tratarea compartimentală a acestora care în final se sintetizează prin regionarea hidrologică a teritoriului. În regionarea hidrologică a unui teritoriu se mai pot lua în considerare și gradul de intervenție directă și indirectă a omului cu consecințe pozitive și negative.

3.7.1. Factorii care determina scurgerea apei râurilor

Scurgerea apei într-un bazin hidrografic sau într-o anumită parte, componentă a acestuia este deosebit de complexă fiind rezultatul unor factori ca: structura geologică, configurația reliefului, clima (precipitații, temperatura, vânt etc.), solurile, vegetația și activitatea antropică prin agricultură, silvicultură, construcții hidrotehnice etc.

Noțiunile de ponderare și regularitate care sunt noțiuni bine definite se impun a fi precizate.

Ponderarea constă într-un ecart mic între apele mari și apele mici, fie la valori medii lunare, fie la valori extreme (etiaj, viituri).

Regularitatea este revenirea periodică, ciclică, cu aceleași forme de manifestare, fără mari diferențe de la o secvență la alta. Astfel, râurile de tip glaciar sunt regulate dar nu ponderate, râurile mediteraneene pluviale sunt de asemenea regulate dar nu ponderate.

FACTORII CLIMATICI

Aceştia sunt determinanţi în procesul scurgerii apei prin precipitaţii şi evaporaţie care prin combinare determină nivelul scurgerii lichide. Raportul dintre precipitaţii, evaporaţie şi scurgere dă configuraţia bilanţului hidrologic al râului.

În analizele hidrologice se manifestă uneori tendinţa de a neglija evaporaţia, care de fapt este, în anumite cazuri, capitală. Astfel, variaţia sezonieră a scurgerii apei poate fi inversată prin raportul dintre precipitaţii şi evaporaţie. Râul Sena la Paris prezintă un maxim în sezonul rece chiar dacă cea mai mare parte a bazinului său din amonte este bine udat (plouat) în sezonul cald, de vară.

Pe de altă parte, temperatura scăzută poate stoca apa în stare solidă (zăpadă) pentru o perioadă mai mult sau mai puţin lungă şi s-o restituie odată cu ridicarea temperaturii aerului.

Este deci important să se precizeze combinaţiile dintre temperatură şi precipitaţii în relaţie cu scurgerea, mai exact cu deficitul de scurgere (de umiditate), care este de fapt fracţiunea (procentul) din apa căzută pe un teritoriu şi care nu intră în râuri.

Au fost emise (propuse) multe formule pentru estimarea acestui deficit de umiditate în diferite bazine hidrografice ale globului.

Din analiza acestora a rezultat o abacă construită de hidrologul german W. Wundt (1953) modificată parţial de M. Pardé (1954) prin care se poate determina deficitul de umiditate în funcţie de precipitaţii şi temperatură (Fig. 3.42.).

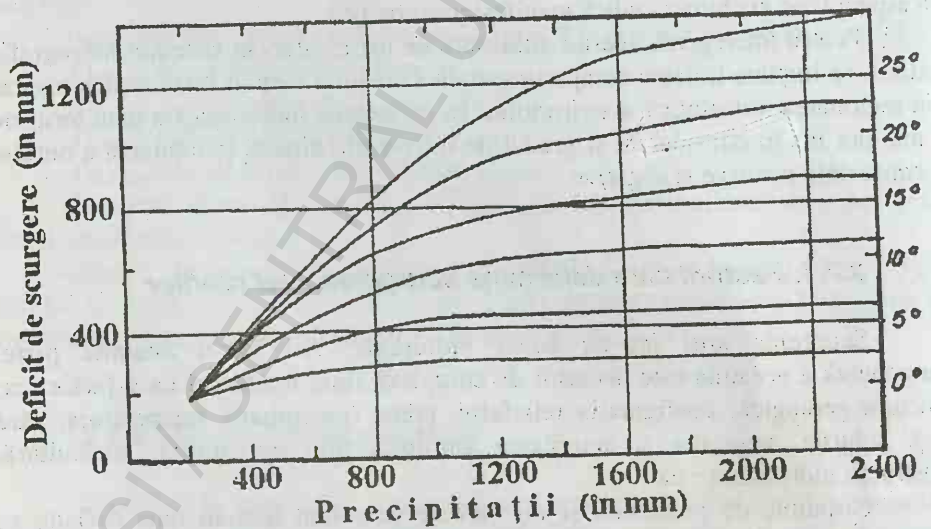


Fig. 3.42. Abaca deficitului de scurgere pentru diferite temperaturi medii
(după Wundt şi Parde)

Din analiza acestei abace se constată că pentru o temperatură de 150, precipitaţii de 400 mm, deficitul de umiditate este de 380 mm iar scurgerea de 20 mm. Pe măsură ce cresc precipitaţiile creşte şi deficitul, la început în valori absolute, iar apoi deşi precipitaţiile cresc, deficitul se stabilizează realizându-se un deficit plafon care corespunde potenţialului de evaporaţie al atmosferei care este în

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

funcție de temperatură. Dincolo de această limită a precipitațiilor, precipitațiile suplimentare se scurg fără a se mai produce o creștere a deficitului.

Câteva concluzii și exemplificări prin folosirea acestei abace:

-în Europa Occidentală și Meridională care primește mai puțin de 800 mm precipitații, deficitul este mare;

-în zona tropicală pentru temperatura de 20^0 - 25^0 deficitul este foarte mare;

-în Camerun, Hawai, Assam unde cad 5000 - 6000 mm/an precipitații, scurgerea este mult superioară evaporației.

În prezent termenul de deficit de scurgere este frecvent preferat în locul coeficientului scurgerii care este raportul dintre precipitațiile scurse (Y) și precipitațiile căzute (X) (K = X / Y).

Un aspect foarte important este că acolo unde nu dispunem de observații hidrologice precise, dar există date destul de bune privind temperatura și precipitațiile, se pot utiliza cu ajutorul abacei și determina deficitul de scurgere, respectiv scurgerea lichidă însăși.

În afara regiunilor intertropicale unde amplitudinea termică anuală este mică, evaporația variază mult în funcție de sezon. Astfel, în zonele temperate continentale, evaporația este mult mai ridicată vara decât iarna.

În regiunile unde condițiile termice determină formarea gheții, râurile care se alimentează din topirea gheții vor avea scurgerea reglată de către temperatură și nu de precipitații. În aceste regiuni precipitațiile au un rol raportat la o perioadă de timp lungă, când se acumulează zăpada și se formează gheața.

Un exemplu se poate da în situația de început de secolul al XX-lea de când a început să se încălzească clima iar râurile de pe marginile nordice ale Oceanului Atlantic care se alimentează din ghețari înregistrează o creștere a scurgerii lichide, în timp ce regimul pluvial este în scădere.

Se poate vorbi în aceste condiții de o capitalizare durabilă a precipitațiilor în ghețari.

Zăpada constituie și ea un mijloc de capitalizare a precipitațiilor dar de scurtă durată-sezonier, deoarece acumularea ei de la un an la altul duce la formarea firn-ului (névé) și apoi a ghețarului. Și în acest caz scurgerea este reglată în timp de temperatură.

Înzăpezirea sezonieră care cuprinde o suprafață importantă din bazin are, de asemenea, un rol apreciabil în procesul scurgerii.

În regiunile polare, unde predomină inlandsisul (masele de gheață), atât scurgerea cât și arterele hidrografice sunt nesemnificative.

O altă cale (metodă) de a aprecia dacă o anumită regiune geografică este bogată sau săracă în resurse de apă de suprafață, respectiv valoarea scurgerii lichide superficiale este și cea a indicelui de ariditate (K). Este cunoscut în acest sens indicele de ariditate Emm. de Martonne

$$K = \frac{P}{T + 10} \qquad (3.71.)$$

unde:

P-este suma precipitațiilor (anuale, multianuale);

T-temperatura medie a aerului (anuală, multianuală).

Prin acest indice se apreciază dacă la o anumită cantitate de precipitații și la o anumită temperatură se poate forma sau nu, o rețea hidrografică activă.

În țara noastră încă din 1958 (I. Ujvari, P. Gâștescu) au calculat și elaborat harta indicelui de ariditate ca raport dintre precipitații și evaporație (Ka = P/E).

Pe baza acestui indice s-au delimitat pe teritoriul României două zone de umiditate și anume:

- zona umidității excedentare în care Ka > 1 corespunzând, îndeosebi, zonei muntoase;
- zona umidității deficitare în care Ka < 1 corespunzând dealurilor de podiș, câmpiilor.

Deoarece trasarea valorii lui K în teritoriu presupune un anumit grad de relativitate, este recomandabil ca valoarea 1 a acestuia să nu fie absolutizată. Datorită acestui motiv se poate individualiza între cele două zone, una intermediară (K = 0,8-1,25) numită zona umidității moderate, care se axează pe dealurile subcarpatice, Podișul Sucevei, Podișul Bârladului, Podișul Getic, Podișul Transilvaniei și Dealurile Vestice).

Componenta precipitații din raportul P/E = Ka reprezintă precipitațiile căzute în cursul unui an pe suprafața unui bazin hidrografic și care se înregistrează, se calculează și se transpune cartografic conform metodelor cunoscute în meteorologie.

Componenta evaporație reprezintă cantitatea de apă ce se evaporă de pe suprafața activă (sol, vegetație, lacuri, mlaștini, râuri și mări), în cursul unui an. Evaporația de la suprafața uscatului se mai numește și evapotranspirație, spre deosebire de cea de la suprafața apei pentru care se menține termenul de evaporație.

FACTORII OROGRAFICI ȘI MORFOLOGICI

Se poate spune că relieful condiționează chiar de la început factorii climatici. Altitudinea reliefului determină, în principiu, creșterea precipitațiilor odată cu creșterea înălțimilor, la început precipitații lichide, apoi sub formă de zăpadă care la înălțimi foarte mari se transformă în ghețari. Tot odată cu înălțimea trebuie luată în considerare expoziția versanților și înclinarea acestora. Un rol important în scurgerea efectivă de albie îl joacă și configurația văii (defilee, chei, depresiuni, albii majore - inundabile).

FACTORII LITOLOGICI

Constituția geologică influențează, în primul rând, prin gradul de permeabilitate sau caracterul impermeabil al rocilor care permit sau nu infiltrarea apelor căzute pe suprafața bazinului hidrologic (precipitații) și formarea orizonturilor de apă freatice (ape subterane).

Un rol important în configurația rețelei hidrografice, respectiv a scurgerii, îl au rocile calcaroase.

Calcarele prin particularitatea lor de a permite infiltrarea prin fisuri și goluri carstice a unui volum important de apă contribuie la ponderea scurgerii într-un bazin hidrografic. Circulația subterană a apelor în calcare reduce evaporația și dă o constanță debitului scurs, după ieșirea apei la suprafață, în albie. Sunt multe exemple în acest sens: calcarele din Apeninii Centrali și Sudici, din Orientul

Apropiat, au izvoare cu debite mari şi constante chiar şi în perioadele secetoase de vară. Nera, un afluent al Tibrului, are valorile medii lunare extreme foarte apropiate (22,6-32,0 m^3/s la localitatea Torre Orsina pentru perioada 1936-1950). Khabour, afluent al Eufratului, are un debit mediu de 35 m^3/s iar cel maxim anual 40 m^3/s.

Acelaşi rol de ponderare a scurgerii îl au bazaltele, gresiile şi nisipurile.

Influenţa bazaltelor în sensul ponderării se remarcă la afluentul lui MacKenzie numit Columbia din statul Oregon - SUA, la care în 32 ani de observaţii debitul n-a scăzut sub 51% în raport cu debitul mediu. Acelaşi aspect se remarcă şi la râurile din Islanda.

Influenţa gresiilor se remarcă şi la râurile Lobaye şi Djoune afluenţi ai lui Oubangui din Congo-Brazzaville şi Africa Centrală. În acest caz gresia de Karroo şi nisipurile rezultate din dezagregarea acesteia formează un adevărat burete care ponderează debitele medii extreme lunare care se înscriu între 105 m^3/s în septembrie şi 146 m^3/s în mai.

Rocile cristaline şi cele impermeabile, în general, n-au rol de ponderare a scurgerii, acest proces reflectând fidel regimul precipitaţiilor.

FACTORII BIOGEOGRAFICI

Vegetaţia şi, în deosebi, pădurea de conifere, joacă un rol important în reducerea, cu deosebire, în timpul iernii (noiembrie - aprilie în plantaţiile din Statul New York - SUA), deoarece interceptează ploaia şi zăpada. Acest fapt determină mărimea evapotranspiraţiei şi infiltraţiei în subteran.

Despăduririle au ca efect mărirea scurgerii şi formarea viiturilor în timpul ploilor torenţiale.

FACTORUL ANTROPIC

Întregul ansamblu de activităţi modifică procesul scurgerii prin modul de utilizare a terenurilor şi prelucrarea solurilor, desecarea zonelor inundabile, îndiguirea albiilor, combaterea eroziunii, a alunecărilor, construirea de baraje şi lacuri de acumulare etc.

SURSELE DE ALIMENTARE ALE RÂURILOR

Procesul prin care apa dintr-un bazin hidrografic se adună şi se deplasează prin reţeaua de rigole, ogaşe, torenţi, vâlcele şi văi (angrenajul morfo-hidrografic) se numeşte scurgerea lichidă de suprafaţă.

Sursele de alimentare din care se formează cursul de apă sunt: apele de şiroire, izvoarele, apele subterane, lacurile, mlaştinile, zăpezile, gheţarii şi, în deosebi, precipitaţiile lichide (ploile). Aceste surse se grupează în surse superficiale şi surse subterane.

SURSELE SUPERFICIALE

Acestea sunt constituite din ploi, zăpezi, gheţari, lacuri şi mlaştini.

Alimentarea din ploi predomină în zonele geografice ecuatorială, tropicală şi, în bună parte, în cea temperată.

Alimentarea din zăpezi se face în zona temperată (în timpul iernii şi la mari înălţimi), în zona subpolară.

Alimentarea din gheţari se face, cu precădere, în zonele polare şi la mari înălţimi în zona temperată.

În regiunile bogate în lacuri, îşi au izvoarele importante râuri (Sfântul Laurenţiu, Nilul, Angara afluent important al Eniseiului).

SURSELE SUBTERANE

Reprezentate prin apele freatice şi de adâncime, cele freatice au rolul cel mai important în alimentarea subterană în perioadele de iarnă şi de secetă.

Există o relaţie strânsă reversibilă între albiile râurilor şi apele freatice din lunci (Fig. 3.43.).

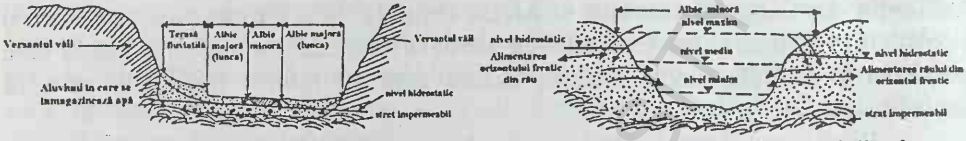


Fig. 3.43. Relaţia dintre apa râului şi orizontul freatic în funcţie de nivelul apei din râu

Alimentarea râurilor de apele subterane de adâncime are loc în condiţiile carstice (apariţia apelor din rezervele subterane carstice), a existenţei faliilor şi grabenelor cu descărcare de ape.

De regulă, alimentarea subterană ocupă o pondere de 30 - 35 % din cadrul surselor de alimentare şi se remarcă, cu deosebire, în perioada apelor mici de vară - toamnă şi iarna.

La râurile care se alimentează din carst, ponderea acestei surse poate să ajungă până la 90 % şi cu totul excepţional, la 100 %.

DETERMINAREA SURSELOR DE ALIMENTARE

În mod curent se foloseşte metoda secţionării hidrografului caracteristic prin separarea surselor de alimentare pe baza datelor existente la un post hidrometric - măsurători de debite, precipitaţii şi strat de zăpadă.

Prima operaţie constă în întocmirea hidrografului caracteristic pe baza debitelor medii zilnice. Pe acest hidrograf caracteristic, în condiţiile climatice ale României, se fixează valoarea minimă de iarnă şi similar cea de vară. Prin unirea celor două repere se obţine o dreaptă care separă la partea inferioară domeniul alimentării subterane (Fig. 3.44.).

În continuare, cunoscând grosimea stratului de zăpadă din bazinul hidrografic şi perioada de topire se separă, spre exemplu lunile martie, aprilie, mai de pe diagrama de variaţie de lunile de vară-toamnă care le considerăm că aparţin domeniului alimentării pluviale.

Astfel, se obţin pe hidrograful caracteristic trei domenii de alimentare - subterană, din zăpezi (prin topire) şi din ploi. Evident că sunt şi mai multe momente de interferenţă a surselor de alimentare: subteran - zăpezi, subteran - pluvial, acestea numindu-se alimentări mixte.

Prin transformarea cantităţilor apreciate pe hidrograf în mm (strat scurs în mm) se poate construi diagrama scurgerii medii lunare pe surse de alimentare (Fig. 3.45.).

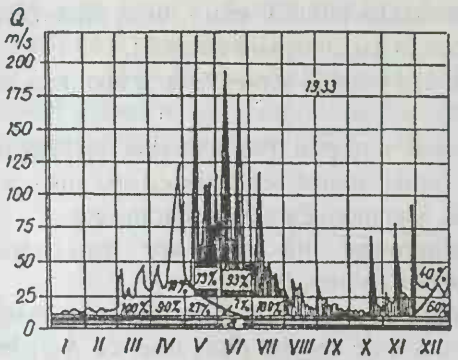


Fig. 3.44. Separarea surselor de alimentare pe hidrograful debitelor zilnice (după I. Ujvari)

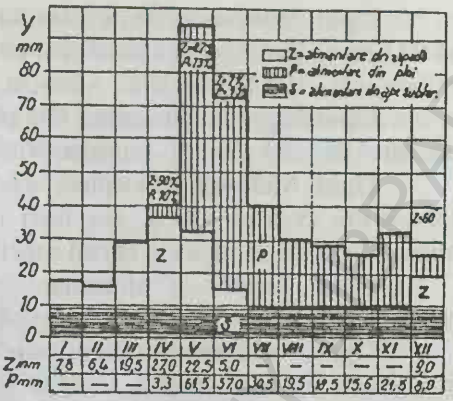


Fig. 3.45. Diagrama scurgerii medii lunare cu separarea surselor de alimentare (după I. Ujvari)

3.7.2.1. Tipuri de râuri după sursele de alimentare

Dacă se analizează regimul de scurgere al fiecărui râu, în timpul unui an, se poate constata cu uşurinţă variaţia cantităţii de apă şi modul de manifestare a acestuia de la un anotimp la altul, în funcţie de condiţiile climatice ale zonelor geografice în care se găseşte sau prin care trece.

Se poate preciza că regimul de scurgere al râului este reglat de climă. Geograful rus A. I. Voeicov (1842 - 1916) în lucrarea sa „*Climatele globului pământesc, cu privire specială asupra Rusiei*", publicată în 1884, preciza că "râurile sunt un produs al climei".

În funcţie de zona geografică în care se găseşte un râu sau un bazin hidrografic, diferă şi modul de alimentare al acestuia (din ploi, zăpezi, gheţari şi ape subterane) după care se fac şi o serie de clasificări.

Dacă la un râu, o anumită sursă de alimentare depăşeşte 80% din volumul mediu anual de apă scurs, râului respectiv i se conferă tipul corespunzător - pluvial, nival, glacial, subteran. Dacă sursa de alimentare acoperă aproximativ 50% din volum sau depăşeşte această limită, pe lângă acea sursă se asociază cea cu procentul mai apropiat şi obţinem tipurile de alimentare: **pluvio-nival sau nivo-pluvial, glacio-nival sau nivo-glacial, pluvial-subteran, subteran-pluvial, nivo-subteran, subteran-nival** etc. În situaţia în care procentele surselor de alimentare sunt sub 50%, alimentarea trebuie să fie considerată complexă.

Aceeaşi metodologie s-a adoptat şi în ceea ce priveşte repartiţia sezonieră a debitului de apă scurs (râu cu scurgere de iarnă, primăvară, vară sau toamnă; ori în sezonul umed sau uscat când volumul de apă este peste 80% etc.).

Pe baza surselor de alimentare şi a distribuţiei volumului de apă în cursul anului, geograful rus M. I. Lvovici a identificat în lucrarea sa „*Elementele regimului hidrologic pe globul pământesc*" (1945), 38 de grupe ale regimului râurilor incluse în 11 tipuri principale, după cum urmează:

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

Tipul Amazon cu alimentare, aproape exclusiv, din ploi, volum mare de apă tot timpul anului, dar evidențiindu-se un maxim în lunile mai - iunie. Alte râuri similare sunt - Rio Negro, Nilul Albastru, Congo dar cu uşoare nuanțări.

Tipul Niger cu alimentare din ploi, ape mari în septembrie şi ape mici în mai. Alte râuri din acest tip-Lualaba, Nil.

Tipul Mekong, alimentare exclusivă din ploi (cu excepția sectorului superior din Podişul Tibet), ape mari în lunile august-septembrie, ape mici în aprilie. Alte râuri-Madeira în cursul superior, Maranon, Paraguay, Parana etc.

Tipul Amur cu alimentare predominant din ploi, ape mari vara determinate de muson şi ape mici iarna. Alte râuri-Vitim, Iana.

Tipul mediteranean cu alimentare, aproape exclusiv, din ploi, ape mari iarna şi ape foarte mici vara. În acest tip intră, de regulă, râuri mici ca Agri în Italia, Fulmendosa în Sardinia, Cheliff în Algeria, Alma în Crimeea etc.

Tipul Odra cu alimentare, predominant, din ploi, ape mari primăvara şi ape mici la sfârşitul verii, dar cu mici diferențe între aceste faze (Odra, Pad, Tisa, Ebru, Ohio etc.).

Tipul Volga care reflectă climatul temperat-continental, are o alimentare predominant din zăpezi, ape mari primăvara-vara (aprilie-iunie), ape mici vara şi iarna. Alte râuri-Don, Ural, Tobol, oarecum şi Mississippi.

Tipul Yukon cu alimentare, predominant, din zăpezi, ape mari vara şi ape mici iarna. Alte râuri-Athabaska, Viliui, Indighirka, Kolîma etc.

Tipul caucazian cu alimentare, predominant sau în jur de 50% din topirea ghețarilor, ape mari vara şi mici iarna (Kuban, Terek, Inn, Aar etc.).

Tipul groenlandez cu alimentare, exclusiv, din topirea ghețarilor, cu scurgere de scurtă durată vara (râuri mici la marginea calotelor glaciare).

Tipul Loa cu alimentare, aproape exclusiv, din subteran, cu scurgere uniformă în tot timpul anului. Tipic este râul Loa din nordul Statului Chile-America de Sud, Ciu din Kazahstan.

Menționăm faptul că sunt foarte puține sisteme fluviatile mari care să se încadreze într-un singur tip de regim hidrologic deoarece acestea traversează mai multe zone climatice. Astfel, amintim Mississippi cu orientare nord-sud, Nilul cu orientare sud-nord, râurile Obi, Enisei, Lena.

Spre deosebire de râurile cu orientare meridiană (longitudinală), cele cu orientare latitudinală au şanse mai mari de a fi unitare sub aspectul tipului de regim (Amazon, Niger, Amur, într-o oarecare măsură Dunărea).

În România au existat lucrări care au analizat sursele de alimentare ale râurilor pe baza cărora s-au stabilit tipurile de regim încă din 1957-1958 (D. Lăzărescu şi I. Panait 1957, I. Ujvari în 1958).

În acest sens s-au stabilit 4 tipuri de alimentare ale râurilor din România, tipuri care se mențin, ca valoare ştiințifică şi în zilele noastre:

-nival-moderat şi alimentare moderată (Zp-s) caracteristic râurilor cu alimentare din topirea zăpezilor din zona muntoasă înaltă (Retezat, Făgăraş, Bucegi, Rodna);

- **nivo-pluvial şi alimentare subterană moderată** (zp-s) care este destul de răspândit în zona muntoasă de altitudine mijlocie, în cea de dealuri şi câmpie (Olt, Mureş şi alte râuri mai mici);

- **pluvio-nival şi alimentare subterană moderată** (pz-s), cuprinde cea mai mare parte a râurilor din România din regiunile muntoase până la 1600 m altitudine şi cele de dealuri;

- **nivo-pluvial şi alimentare subterană bogată** (zp-S) aparţine râurilor din cursul superior al Oltului (depresiunile Ciucurilor, Braşovului) şi Mureşului (depresiunea Gheorghieni) (Fig. 3.46.).

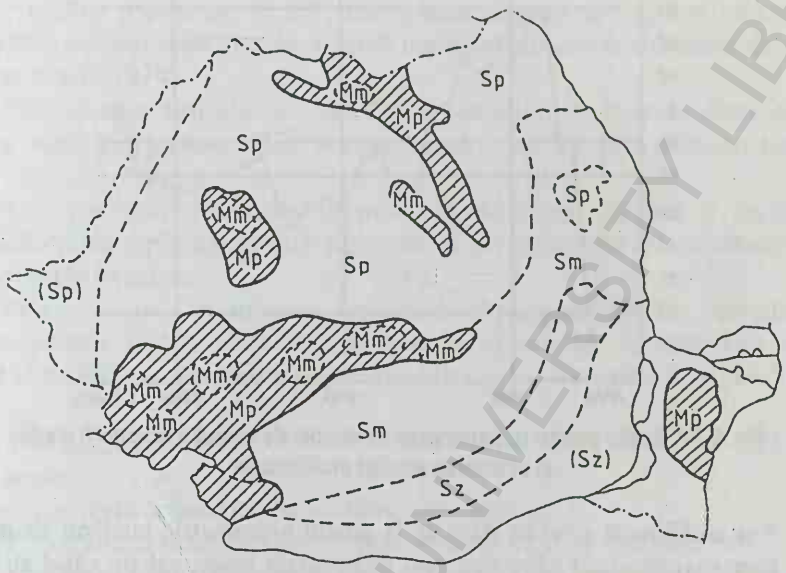


Fig. 3.46. Extinderea categoriilor de râuri după ponderea surselor de alimentare (după C. Diaconu, P. Şerban, 1994); S – alimentare predominant de suprafaţă (>60%); M – alimentare mixtă de suprafaţă şi subterană; p – ploi; z – zăpadă; m - mixtă

3.7.3. Scurgerea medie
3.73.1. Parametri caracteristici

Scurgerea medie a apei dintr-un bazin hidrografic s-au dintr-o anumită regiune geografică reprezintă resursa de apă (bogăţia de apă) a acestor entităţi teritoriale, raportată la o perioadă cât mai mare de timp.

Acest important parametru hidrologic se determină ca valoarea medie aritmetică a debitelor zilnice, lunare sau anuale. Valoarea medie pe o perioadă îndelungată de ani rezultată din media aritmetică a valorilor medii anuale se numeşte debit mediu multianual sau modulul debitului sau normala debitului (perioadă de minim 30 de ani).

Această valoare medie trebuie să fie cât mai stabilă pentru unitatea teritorială analizată şi în condiţiile geografice respective.

Perioada de ani necesară pentru obţinerea unei valori a scurgerii medii cu o anumită precizie (valabilitate) este în funcţie de variabilitatea sau uniformitatea şirului de valori luat în calcul. În acest sens se poate aprecia că pentru aceeaşi precizie a valorii medii multianuale la Dunăre sunt necesari mai puţini ani în comparaţie cu Siretul şi acesta din urmă mai puţin faţă de Bârlad.

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

În vederea precizării numărului de ani care trebuie să fie luați în calcul pentru a avea o valoare medie a debitului de apă cu o mică abatere se procedează la analiza şirului de debite medii anuale după procedeul care se detaliază în cele ce urmează (Fig. 3.47, Tab. 3.5):

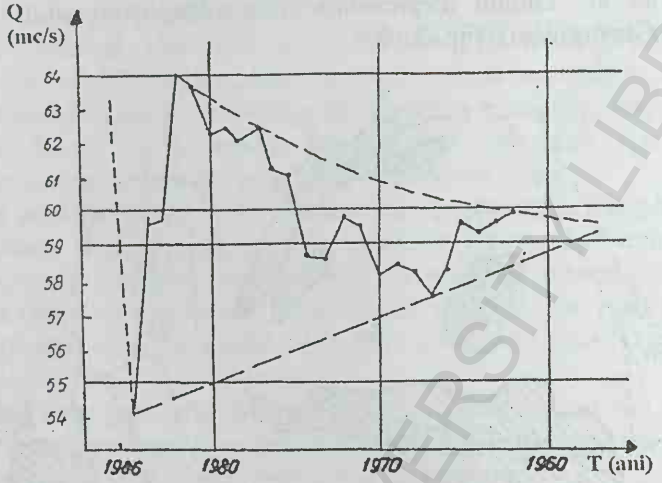


Fig. 3.47. Grafic pentru determinarea perioadei de calcul a scurgerii medii şi evaluarea mediei multianuale

* se ordonează şirul de date de la postul hidrometric analizat de la ultima valoare (cea mai recentă) către cea mai îndepărtată (eventual de când au început observaţiile la postul hidrometric respectiv);

Anii	Q_{an}	Faţă de 1986 ca an de capăt iniţial		Ani	Q	Faţă de 1986 ca an de capăt iniţial	
	m^3/s	ΣQ_{an} m^3/s	Q m^3/s		m^3/s	ΣQ_{an} m^3/s	Q m^3/s
1986	63,2	63,2		1973	58,3	821,4	58,7
1985	45,1	108,3	54,1	1972	75,7	897,1	59,8
1984	70,8	179,1	59,7	1971	53,0	950,1	59,4
1983	60,1	239,2	59,8	1970	38,2	988,3	58,1
1982	80,8	320,0	64,0	1969	60,9	1049,2	58,3
1981	62,0	382,0	63,7	1968	55,0	1104,2	58,1
1980	53,7	435,7	62,2	1967	44,8	1149,0	57,4
1979	70,2	505,9	63,2	1966	73,4	1222,4	58,2
1978	53,2	558,2	62,0	1965	88,3	1310,7	59,6
1977	65,6	623,8	62,4	1964	55,1	1365,8	59,4
1976	49,3	673,1	61,2	1963	64,5	1430,3	59,6
1975	47,1	720,2	60,0	1962	67,8	1498,1	59,9
1974	42,9	763,1	58,7	-	-	-	-

* cu excepţia valorii debitului recent (din capul şirului) care rămâne cu valoarea măsurată, în continuare se mediază succesiv pe anii 1986 - 1985, 1986 -

1984, 1986 - 1983, 1986 - 1982, 1986 - 1981, 1986 - 1980, ş.a.m.d., conform tabelului anexat;

* se întocmeşte un grafic de variaţie cu valorile mediate pe perioada 1986 - 1962;

* de pe acest grafic se poate observa tendinţa mediei şirului care în cazul dat se situează la 59,5 m^3/s;

* pentru o precizie de 5%, corespunde oricare şir cuprins între 1986 şi 1974 - 1962, cel mai scurt şir care asigură mediei multianuale o precizie de 5% este intervalul 1986 - 1974;

* în situaţia şirurilor de valori cu o variaţie mai mare în timp, exemplu râuri mai mici, şi pentru a obţine aceeaşi precizie de 5% sunt necesari mai mulţi ani;

* în practică, perioadele cu şiruri de observaţie limitată şi variabile nu oferă posibilitatea aplicării acestor procedee şi ne mulţumim cu calcularea valorii medii cu datele existente.

Pentru a avea o imagine teritorială a scurgerii medii, debitele medii calculate pentru fiecare post hidrometric se raportează la suprafaţa aferentă acestora obţinându-se scurgerea medie specifică (q) - exprimată în $l/s/km^2$ potrivit relaţiei:

$$q = (Q_{med} / F)\ 10^3 \qquad (3.73.)$$

unde:

Q_{med} - este debitul mediu multianual în m^3/s

F - suprafaţa bazinului de recepţia aferentă postului hidrometric.

Scurgerea medie specifică se mai numeşte şi modulul scurgerii (M_0).

O altă modalitate de exprimare teritorială a scurgerii medii (de altfel şi pentru scurgerea maximă sau minimă) este cea a stratului scurgerii (Y), care este grosimea unui strat uniform de apă şi care rezultă din folosirea relaţiei:

$$Y = (W\ 10^3) / (F\ 10^6) \quad (\text{în mm}) \qquad (3.74.)$$

Unde: W-este volumul de apă scurs într-o perioadă de timp şi care se calculează astfel:

$$W = Q\ T \qquad (3.75.)$$

unde:

Q - este debitul exprimat în mc/s;

T - perioada de timp luată în considerare(de regulă în an).

Modulul scurgerii se mai poate calcula şi din stratul scurgerii (Y) folosindu-se coeficientul 0,0317 şi deci:

$$M_0 = 0{,}0317\ Y \quad (\text{în } l/s/km^2) \qquad (3.76.)$$

Raportul dintre valoarea scurgerii (debitul) la un moment dat (Q_i) şi scurgerea medie multianală (debitul mediu normal) se numeşte **coeficientul modul** sau **coeficientul de debit** (K).

$$K = Q_i / Q = q_i / q = W_i / W = Y_i / Y \qquad (3.77.)$$

Coeficientul modul variază, valorile sale putând fi mai mari sau mai mici decât 1.

Raportul dintre stratul scurgerii (Y în mm) şi precipitaţiile (X) căzute într-o anumită perioadă şi într-un bazin hidrografic se numeşte coeficientul scurgerii şi se calculează potrivit relaţiei:

$$\eta = Y / X \text{ sau } \eta = (10^3\ Q_i\ T) / (10^6\ F\ X) \qquad (3.78.)$$

BCU CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

Valoarea coeficientului scurgerii este întotdeauna subunitară şi poate fi calculată pe perioade diferite (multianual, anual, sezonier şi lunar sau chiar pe perioada unei ploi).

Cu ajutorul coeficientului scurgerii se poate calcula debitul, cunoscând valoarea precipitaţiilor astfel:

$$Q_i = \eta F X / T \qquad (3.79.)$$

Coeficientul scurgerii normale (η_0) reprezintă o valoare reală şi se poate determina direct cunoscând precipitaţiile (X) şi scurgerea (Y):

$$Y = \eta_0 X \quad \eta_0 = Y / X \quad . \qquad (3.80.)$$

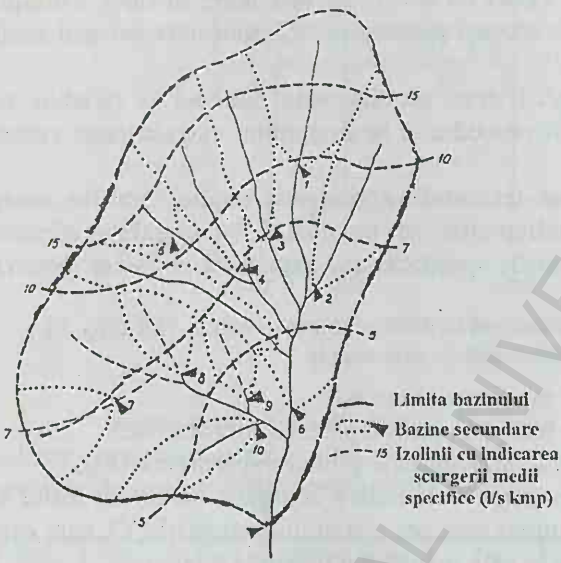


Fig. 3.48. Determinarea scurgerii medii specifice (l/s km²)

În mod curent hărţile scurgerii medii sunt reprezentate prin stratul de apă scurs (Y în mm) sau prin modulul scurgerii (q în l/s/km^2).

Deoarece valorile Y sau q sunt determinate la posturi hidrometrice, pentru întocmirea hărţii scurgerii medii (trasarea izoliniilor) se face astfel: valoarea de la postul hidrometric se glisează către centrul de grautate al bazinului controlat de acesta potrivit modelului anexat; având un număr suficient de valori, se pot trasa prin interpolare izoliniile respective exprimate în q (l/s/km^2) sau Y (mm/an).

Alt procedeu este acela al corelării valorilor concrete cu altitudinea absolută la posturile hidrometrice. Pe baza corelaţiei cu altitudinea se trasează teritorial izoliniile folosindu-se curbele de nivel de pa hartă (Fig. 3.48., tab. 3.6.).

Tabelul 3.6 Date asupra scurgerii medii a apei la staţii hidrometrice dintr-o aceeaşi zonă

Nr. crt.	Suprafaţa bazinului - F (Km²)	Altitudinea medie a bazinului H (m)	Debitul mediu multianual - Q (mc/s)	Debit specific mediu multianual q (l/s /Km²)
1.	250	1045	3,750	15
2.	240	690	2,160	9
3.	75	675	0,750	10
4.	185	780	2,030	11
5.	70	990	1,050	15
6.	1200	740	12,000	10

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

7.	110	520	0,750	7
8.	95	580	0,760	8
9.	55	395	0,275	5
10.	80	350	0,400	5

Variația cu altitudinea a scurgerii medii în România rezultă din analiza ecuației bilanțului. Pentru teritoriul țării noastre se evidențiază mai multe tipuri de legături caracteristice pentru diferite unități teritoriale omogene din punct de vedere fizico-geografic.

Corelații mai puțin semnificative q_{med} (H_m) sunt în regiunile de câmpie cu energie de relief mică.

Harta scurgerii medii în România, publicată în "Geografia României vol. I - Geografie fizică" (1983) s-a bazat pe 414 stații hidrometrice cu 8 tipuri de corelații care corespund la 8 areale în care scurgerea medie specifică (l/s km^2) pe lângă creşterea cu altitudinea are o scădere de la vest către est datorită trecerii treptate de la climatul temperat cu influență oceanică la cel cu influență continentală uşor excesivă. Aşadar, harta scurgerii medii specifice pune în evidență zonalitatea verticală (altitudinală) şi accentuarea caracterului continental de la vest către est.

Din analiza hărții subliniem că valorile cele mai mici (sub 1 l/s km^2) se găsesc în Dobrogea şi Câmpia Română, valorile între 3-5 l / s km^2 în regiunile de deal şi podiş şi cele mai ridicate (20-40 l/s km^2) în regiunea muntoasă, determinate de cantitatea de precipitații, în deosebi versanții munților cu expunere vestică (Fig. 3.49.)

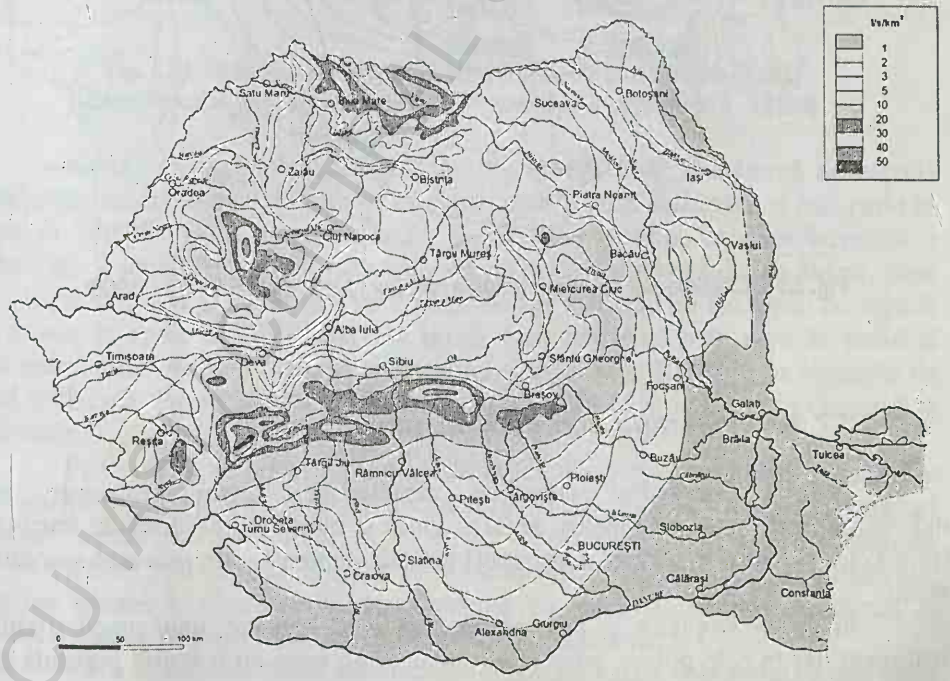


Fig. 3.49. Scurgerea medie lichidă (l/s kmp) (după Atlas R.S. România, 1974)

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

În ceea ce priveşte coeficientul de scurgere ca raport între scurgerea medie şi precipitaţiile medii reflectă condiţiile variate fizico-geografice şi evident cele ale scurgerii medii specifice. Valorile cele mai mari de 0,9 se întâlnesc în munţii înalţi constituiţi din roci impermeabile (eruptive şi metamorfice) cum sunt în Făgăraş şi Retezat. Valorile cele mai mici ale acestui coeficient, sub 0,1 şi chiar sub 0,05 se întâlnesc în Câmpia Română şi Dobrogea.

Pentru întregul teritoriu al României, valoarea medie a coeficientului de scurgere este de 0,18 reprezentând 4,571 l/s km^2 sau 144 mm strat de apă scurs. Acestui strat de apă îi corespunde un debit mediu de 1085 m^3/s.

Repartizate pe principalele trepte de relief resursele de apă (scurgerea medie specifică) se prezintă astfel: 66% provin din Carpaţi, 24% din regiunile de dealuri şi piemonturi şi numai 10 % din regiunile de câmpie (Fig. 3.50.).

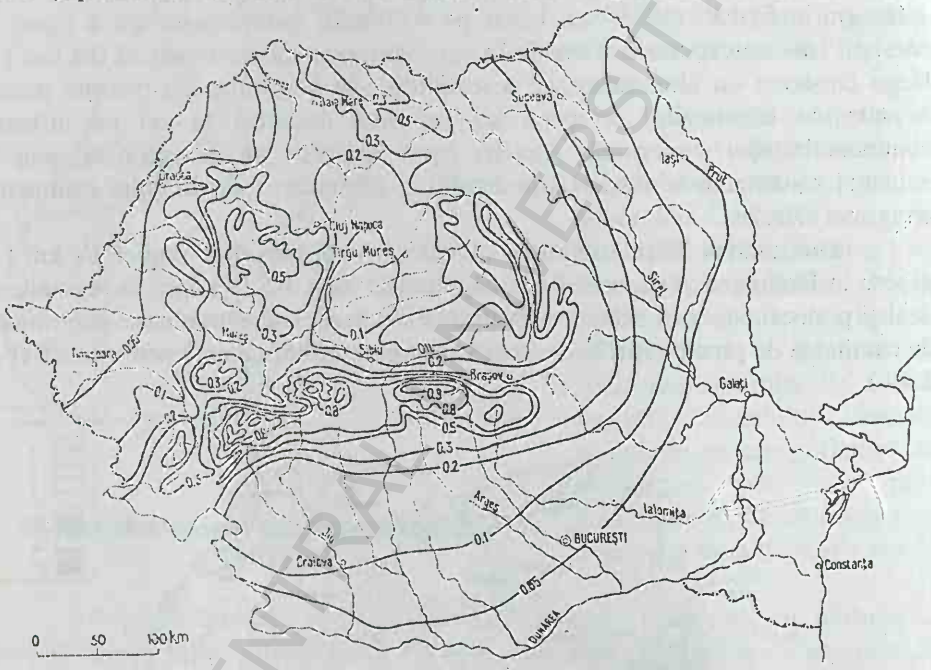


Fig. 3.50. Coeficientul scurgerii medii a râurilor (după Aneta Păduraru, 1968)

3.7.3.2. Repartiţia scurgerii în timpul anului

Datorită condiţiilor climatice caracteristice zonei temperate, se individualizează două anotimpuri de bază (vara şi iarna) şi alte două de tranziţie (primăvara şi toamna). Aceste anotimpuri îşi lasă amprenta şi în procesul scurgerii medii.

În zonele tropicale se individualizează două sezoane, unul umed şi altul mai uscat, iar în cele polare, predomină un anotimp rece, cu o scurtă perioadă de aşa zisă vară.

În ceea ce privește România, se încadrează în zona temperată cu influențe ușor oceanice în vest și mai pregnante influențele continentale în est și sud-est. În ambele situații se evidențiază cele patru anotimpuri bine exprimate în procentul scurgerii medii specifice (Fig. 3.51).

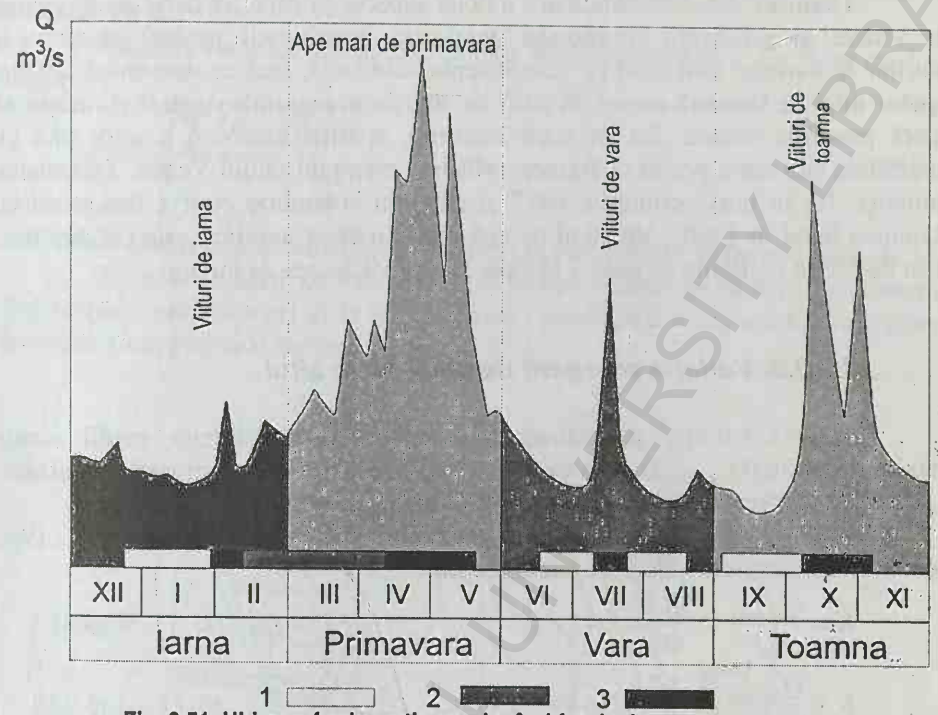


Fig. 3.51. Hidrograf schematic cuprinzând fazele de scurgere anuale caracteristice teritoriului României (1 - ape mici; 2 - ape mari; 3 - viituri)

Iarna cea mai mare cantitate de precipitații cade sub formă de zăpadă rămânând stocată în bazinul hidrografic mai mult în zona muntoasă și mai puțin în zona de câmpie. Dacă se mai adaugă și formarea podului de gheață rezultă o diminuare a scurgerii în râuri marcându-se perioada - **apelor mici de iarnă**. Sunt situații când datorită pătrunderii unor mase de aer mai cald au loc topiri de zăpadă formându-se **apele mari (viituri) de iarnă** cu o frecvență mai mare în vestul și sud-vestul țării. Volumul de apă scurs iarna ajunge între 20-30 % în regiunile de deal și câmpie, între 25-30% în Munții Apuseni și 10-15% în Carpații Orientali și Meridionali.

Primăvara ca urmare a topirii zăpezilor din partea muntoasă a bazinelor hidrografice și a ploilor, se înregistrează procentele cele mai mari din volumul scurgerii anuale, între 40- 50 %. În acest interval râurile din România sunt marcate de o fază bine individualizată și cu amplitudini mari a apelor mari de primăvară. Topirea bruscă a zăpezilor și suprapunerea cu eventualele ploi de durată și intensitate mare determină formarea **viiturilor de primăvară**.

Vara se caracterizează printr-o diminuare treptată a volumului de apă scurs de la începutul anotimpului (luna iunie) către sfârșit (luna august) când se conturează și o fază a **apelor mici de vară** mai pregnant în estul, sudul și sud-estul

țării. Totuşi ca urmare a unor ploi torențiale se pot forma **viiturile de vară** aşa cum s-a întâmplat în luna iunie 1975. Volumul de apă scurs în acest anotimp se înscrie între 15-20 % pentru râurile din regiunile de deal şi câmpie şi până la 30% în regiunea de munte.

Toamna, datorită combinării a două aspecte cu caracter deficitar din punct de vedere al umidității (evaporație moderată, precipitații puține) alimentarea râurilor se bazează mai mult pe componenta subterană, fapt ce determină apariția **apelor mici de toamnă** uneori, la râuri cu obârşia în regiunile de deal şi câmpie să apară procesul secării. Tot în acest anotimp, apariția aleatorie a unor ploi cu intensitate mai mare pot să se formeze **viituri** (exemplul râului Vedea, Teleorman, Ialomița, Jiu în luna octombrie 1972 şi chiar în noiembrie cum a fost cazul cu Râmnicu Sărat în 1966). Volumul de apă scurs în acest anotimp este cel mai mic, doar de 5% în regiunile de deal şi câmpie şi de 15% în cea de munte.

3.7.3.3. Variația scurgerii de la un an la altul

Această variație se analizează prin raportarea debitelor medii anuale maxim şi minim ($Q_{an\,max}$, $Q_{an\,min}$) la debitul mediu multianual al perioadei analizate.

Un alt procedeu ar fi şi raportul dintre $Q_{an\,max}$, şi $Q_{an\,min}$.

Astfel, dacă luăm acelaşi şir de valori ale debitelor pe perioada 1986 - 1962 vom avea următoarele valori ale coeficienților:

$$K = \frac{Q_{an\,max}}{Q} = \frac{88,3}{60} = 1,47 \qquad (3.81.)$$

$$K = \frac{Q_{an\,min}}{Q} = \frac{38,2}{60} = 0,64 \qquad (3.82.)$$

$$K = \frac{Q_{an\,max}}{Q_{an\,min}} = \frac{88,3}{38,2} = 2,31 \qquad (3.83.)$$

O altă cale este şi aceea a raportării debitului mediu anual la debitul mediu multianual, adică:

$$K = \frac{Q_{an}}{Q} \qquad (3.84.)$$

Pentru România, regiunile de câmpie cu un deficit de umiditate şi cu o influență pregnantă a climatului temperat-continental, în anii ploioşi debitul mediu este de câteva ori mai mare decât debitul mediu multianual, şi invers în anii secetoşi. În cazul râurilor de munte acest raport este ceva mai redus.

Din analiza şirurilor de valori pe perioada 1950-1978 la un număr de 400 stații hidrometrice reiese că anii cu scurgere medie scăzută au fost 1950, 1954, 1961 iar cei cu scurgere ridicată anii 1970, 1972, 1975.

Caracterizarea variației de la an la an a scurgerii, se poate face mult mai precis prin **coeficientul de variație** (Cv). Ca factori determinanți ai coeficientului de variație a scurgerii anuale sunt caracteristicile climei şi capacitatea de regularizare a bazinului hidrografic.

Dintre factori climatici se ia în considerare gradul de umiditate reflectat în modulul scurgerii specifice ($\bar{q}$). Capacitatea de regularizare a bazinului este dată de mărimea bazinului de recepție (F). Evident că la aceasta se mai adaugă și alți factori ca: permeabilitatea învelișului de sol, vegetația bazinului, gradul de acoperire cu lacuri.

Calculul valorilor Cv pentru 284 de stații hidrometrice s-a făcut conform relației:

$$Cv = \sqrt{\frac{\sum (K_i - 1)^2}{n}} \qquad (3.85.)$$

unde: $K = Q_i/Q$

n - este numărul anilor luați în calcul și care trebuie să fie mai mare de 15.

Din analiza hărții cu valorile Cv se remarcă valori peste 0,7 în regiunea de câmpie (deci variații mari de la un an la altul) și cele mai mici, sub 0,2 în regiunea de munte (scurgere mai uniformă) (Fig. 3.52.).

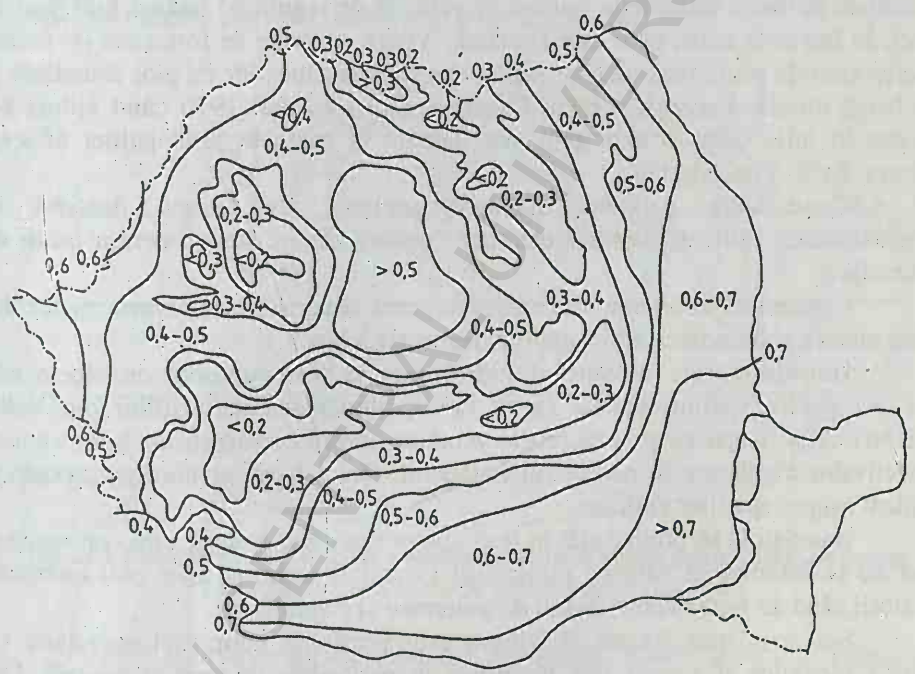


Fig. 3.52. Coeficientul de variație al scurgerii medii anuale a râurilor
(după Râurile României, 1971)

3.7.4. Scurgerea maximă

În regimul hidrologic al unui râu, în cursul unui an se pun în evidență faze, perioade, cu ape mari. Acest termen, noțiunea de ape mari, se suprapune, corespunde, fazei de **scurgere maximă**. Ca și în cazul scurgerii medii, scurgerea

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

maximă este similară cu debitele maxime care se înregistrează la un post (staţie) hidrometric.

Pentru a defini o fază cu ape mari, este necesar ca debitele zilnice şi respectiv cele decadale şi chiar lunare (valori medii) să se situeze deasupra valorii debitului mediu anual.

Faza apelor mari (scurgerea maximă) este generată de topirea zăpezilor suprapusă parţial şi cu ploile de primăvară, în cazul zonei temperat continentale, sau în anotimpul ploios în zonele tropicale umede şi în cea ecuatorială.

Este important să se precizeze că **faza apelor mari nu este similară cu viitura.** Astfel, în cazul Nilului, apele mari care se repetă periodic, nu trebuie să se confunde sau să se numească viituri.

Viitura se deosebeşte de faza apelor mari prin aceea că scurgerea cu valori foarte ridicate se produce pe un interval scurt de timp, cu creştere rapidă, cu durată de un anumit număr de ore şi rareori câteva zile. Viiturile se produc pe fondul fazei apelor mari dar pot să se producă şi pe cea a apelor mici ca urmare a unor ploi torenţiale de mare intensitate (uneori şi vara) şi de regulă pe bazine hidrografice mici. În bazinele mari, cum este Dunărea, Volga, viiturile se formează pe fondul apelor mari de primăvară când se suprapune topirea zăpezilor cu ploi abundente şi de lungă durată. Excepţie a făcut Dunărea, totuşi în anul 1970 când viitura s-a produs în iulie datorită unor ploi generalizate în bazinele principalilor afluenţi (Drava, Sava, Tisa, Siret etc.).

Cunoaşterea debitelor maxime prezintă un interes deosebit în dimensionarea construcţiilor hidrotehnice (poduri, diguri, baraje pentru lacuri de acumulare).

Consecinţa debitelor maxime (scurgerea maximă) este ieşirea apelor din albia minoră şi inundarea albiei majore, respectiv a luncii.

Inundaţia este fenomenul hidrologic cel mai cunoscut cu efecte atât pozitive pentru spaţiul inundat (a se vedea ritmicitatea inundaţiilor din Valea Nilului) cât şi negative prin pagubele produse asupra construcţiilor hidrotehnice, obiectivelor amplasate în perimetrul inundabil, fără asigurarea corespunzătoare şi evident asupra spaţiilor cultivate.

Inundaţiile se produc atât în faza apelor mari, dar acestea sunt cunoscute şi uşor de preîntâmpinat datorită ritmicităţii lor cât şi în urma unor ploi torenţiale aleatorii când au loc şi viituri destul de puternice şi păgubitoare.

S-a spus mai înainte că viitura este rezultatul unor ploi suprapuse cu topirea zăpezilor şi a unor ploi torenţiale în perioadele de vară şi toamnă. Dar aceste procese şi fenomene au loc de cele mai multe ori pe suprafeţe mici în cadrul unor bazine mari şi deci viitura la închiderea bazinului major poate estompa acest fenomen.

Pentru scoaterea în evidenţă a viiturii acolo unde s-a format, mai mulţi hidrologi au propus diferite formule, dintre acestea cea care a fost aplicată la un număr mare de râuri din numeroase ţări este formula Myer-Coutagne-Pardé:

$$A = \frac{Q}{\sqrt{S}} \qquad (3.86.)$$

unde:

Q - este debitul maxim brut;

S - suprafața receptoare de pe care s-a adunat apa.

Autorii susmenționați dau și un tabel în acest sens din care rezultă că valorile cele mai mari ale coeficientului A sunt la bazine între 500 - 3000 km^2 iar în statul Texas s-a înregistrat cea mai mare valoare a coeficientului A = 350 (Fig. 3.53., Tab. 3.7).

Tabelul 3.7. Valori ale debitului specific și coeficientului A (după M. Parde)

Suprafața bazinului (km^2)	Debit specific (l/s km^2)	Coeficientul A
10	40.000 - 30.000	60 - 100
100	25.000 - 10.000	80 - 130
500 - 3000	15.000 - 3000	130 - 250
± 10.000	2000 - 1000	± 150
50.000 - 400.000	-	80 - 130
1.000.000 - 5.000.000	-	70 - 100

Se poate afirma că la cele mai multe râuri și în cele mai frecvente cazuri **viiturile au origine pluvială**, adică sunt generate de ploi.

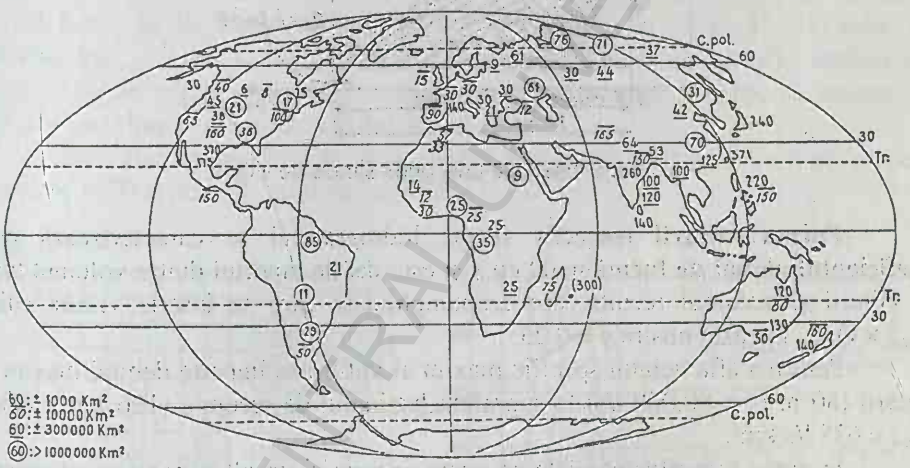


Fig. 3.53. Coeficientul A al viiturilor maxime de pe Terra pentru patru mărimi de bazine hidrografice (după M. Parde, prelucrat din A. Guilcher)

Totuși se întâlnesc, așa cum s-a menționat, viituri provenite numai din topirea zăpezii (viituri nivale), viituri numai din ploi (viituri pluviale) și viituri mixte (pluvio-nivale).

O remarcă privitor la teritoriul României, este aceea că întâlnim toate cele trei tipuri de viituri.

Forma hidrografului viiturii poate fi simplă și compusă. Componentele undei de viitură se pot reține din graficul alăturat.

$$T_{total} = T_{crest.} + T_{scad} \qquad (3.87.)$$

Suprafața cuprinsă între curba viiturii, axa timpului și verticalele corespunzătoare momentelor de început și epuizare, reprezintă volumul total al viiturii (W) la care se adaugă volumul scurgerii de bază.

$$W_{total} = W_{crest} + W_{scad} \qquad (3.88.)$$

Având volumul total al viiturii se poate calcula şi stratul mediu scurs de pe bazinul de recepţie.

Dacă luăm în calcul debitele de pe hidrograful dat rezultă un volum al viiturii de 6,912 mil. m^3 care raportat la suprafaţa bazinului de 126 km^2 rezultă un strat al viiturii de hv = 55 mm (Fig. 3.54.).

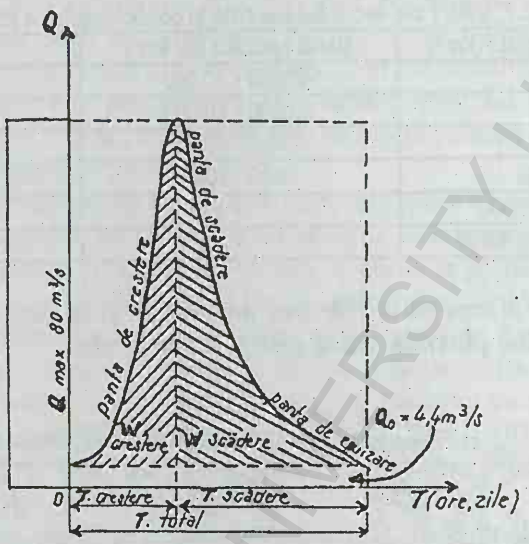


Fig. 3.54. Elementele unei unde simple de viitură

Forma viiturii respectiv forma hidrografului se caracterizează prin **coeficientul global de formă** notat cu γ şi este dat de raportul dintre volumul total al viiturii şi volumul rezultat din dreptunghiul în care se înscrie viitura adică $T_{total} \times Q_{max}$; în cazul nostru γ = 0,25.

Pentru a afla debitul specific maxim al viiturii se împarte debitul maxim al viiturii (80 m^3/s = 80.000 l/s) la suprafaţa bazinului de recepţie (126 km^2), adică q_{max} = 635 l/s km^2.

În cazul viiturilor pluviale se poate aprecia şi un alt parametru, şi anume **coeficientul de scurgere al viiturii** care rezultă din raportul dintre stratul de apă scurs (h_v) şi precipitaţiile căzute în bazinul hidrografic (h_p). Astfel, dacă pe suprafaţa bazinului analizat au căzut 96 mm precipitaţii iar stratul scurs a fost de 55 mm rezultă un coeficient de scurgere de 0,57 conform relaţiei:

$$C = h_v / h_p. \qquad (3.89.)$$

În bazinele hidrografice mici, în urma topirii bruşte a zăpezilor sau a unor ploi torenţiale scurte, iau naştere **viiturile elementare**. Hidrograful rezultat în urma viiturii simple (elementare) se numeşte **hidrograf unitar** utilizat în calculele hidrologice.

În practică, o viitură simplă se întâlneşte mai rar, deoarece ploaia care o generează afectează mai multe bazine sau acelaşi bazin este afectat diferenţiat în timp datorită timpului de parcurgere a ploii torenţiale sau topirii zăpezii în etape sensibil diferite şi, deci, se formează **viituri compuse** rezultate din combinarea viiturilor elementare.

Un alt parametru al viiturii este **timpul de propagare** care este deosebit de important în luarea măsurilor de protejare a unor obiective economice. În acelaşi timp, concentrarea viiturilor elementare în albia unui râu principal, compunerea acestora şi propagarea (deplasarea) lor în aval se face şi cu un alt parametru, acela de **atenuare** (regularizare). Atenuarea viiturilor în aval se datoreşte scăderii debitelor maxime prin mărirea secţiunii albiei minore şi înmagazinării unei anumite părţi din volum în albia majoră (luncă) în cazul în care aceasta nu este îndiguită.

Pe măsură ce suprafaţa bazinului colector creşte, scade şi valoarea debitului maxim la aceeaşi viitură astfel: pe acelaşi râu la o suprafaţă de F = 400 km^2 se realizează 150 m^3/s, la 2000 km^2 - 500 m^3/s, la 5000 km^3 - 800 m^3/s, aceasta înseamnă 375 $l/s\ km^2$, 250 $l/s\ km^2$ şi respectiv 160 $l/s\ km^2$.

Dacă luăm câteva exemple ale viiturilor produse pe râurile din România în ultimii 40 de ani constatăm următoarele debite maxime şi module specifice maxime: Someş la Satu Mare în 1970, 3342 m^3/s, la 15000 km^2 bazin recepţie rezultă 223 $l/s\ km^2$, Crişul Repede la Oradea în 1970, 576 m^3/s la 2126 km^2, 270 $l/s\ km^2$, Oltul la Stoeneşti în 1975, 2220 m^3/s la 22.683 km^2, 98 $l/s\ km^2$, Vedea la Alexandria în 1972, 949 m^3/s la 3271 km^2, 290 $l/s\ km^2$, Argeşul la Budeşti în 1972, 1540 m^3/s la 10.349 km^2, 149 $l/s\ km^2$, Siretul la Lungoci în 1970, 3186 m^3/s, la 36.083 km2, 88 l/s km2, Dunărea la Ceatalul Chiliei în 1970, 15.500 m^3/s, la 800.000 km^2, 19,4 $l/s\ km^2$. Se remarcă faptul că debitul specific maxim se micşorează pe măsură ce creşte suprafaţa bazinului care are rol de atenuarea debitelor maxime şi respectiv a viiturilor.

În graficele alăturate se poate vedea atenuarea undelor de viitură pe râul Mureş în 1970 şi pe râul Ialomiţa în 1975 (Fig. 3.55.).

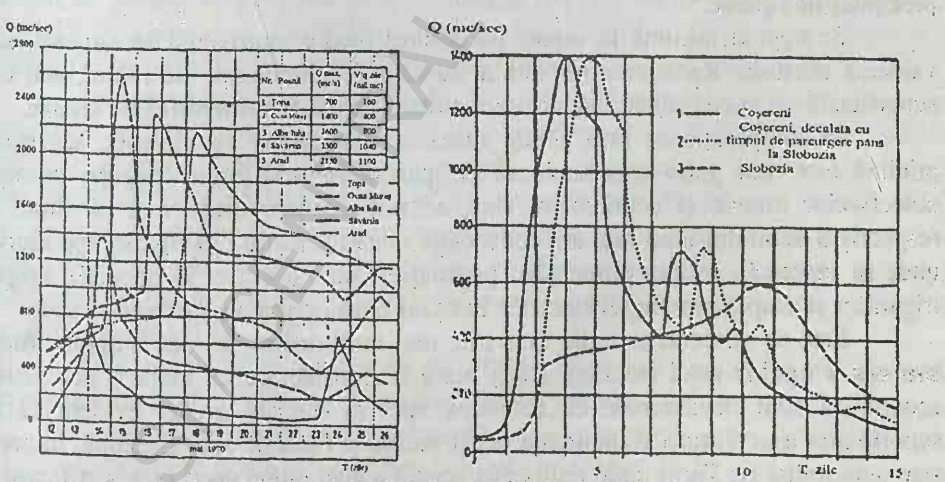


Fig. 3.55. Hidrografele viiturilor pe râul Mureş (mai 1970) (stg.) şi pe râul Ialomiţa (iulie 1975) (dr.)

Un rol important în atenuarea viiturilor îl au lacurile de acumulare care, prin construcţie sunt prevăzute cu o tranşă de volum de reţinere în timpul viiturilor şi astfel reducându-se pericolul inundaţiilor în aval.

Câteva exemple de debite specifice maxime (q_{max}) la unele râuri de pe glob sunt de asemenea concludente (M. Pardé, 1969): râul Orba-Italia în august 1935-

13.350 l/s km^2 la 141 km^2 suprafață de bazin, râul Nueces din Kansas-S.U.A. în iunie 1935-14.423 l/s km^2, râul Takekan din Taiwan în septembrie 1953-13.350 l/s km^2 la 764 km^2, râul Tone din Japonia în septembrie 1947- 900 l/s km^2 la 5002 km^2.

Desigur că apele mari şi viiturile reprezintă un mod de manifestare al regimului de scurgere al râurilor potrivit condiţiilor geografice din zonele climatice ale Terrei.

În afară de acestea, activitatea umană prin despăduriri, prin efectuarea a numeroase lucrări în albia minoră şi majoră influenţează şi modifică producerea viiturilor.

3.7.5. Scurgerea minimă

Scurgerea minimă, numită, mai frecvent în literatura franceză, etiajul, corespunde în analiza hidrografului caracteristic cu **faza apelor mici** care în România se pune în evidenţă iarna (ape mici de iarnă, decembrie-ianuarie), vara (ape mici de vară, iulie-august), toamna (ape mici de toamnă, septembrie - început de octombrie). Evident că sunt şi abateri de la hidrograful caracteristic când datorită lipsei precipitaţiilor o perioadă mai lungă de timp şi reducerii cantitative a alimentării subterane, apele mici se pot extinde şi în alte luni (exemplul anilor 1992-1993). În alte zone geografice faza apelor mici se conturează în anotimpul rece (zona subpolară) datorită reţinerii precipitaţiilor sub formă de zăpadă şi gheaţă, sau în anotimpul cald (zona climatului mediteranean şi tropical uscat) când precipitaţiile lipsesc.

Scurgerea minimă în raport cu debitul mediu multianual se situează sub valoarea acestuia. Reducerea treptată a surselor de alimentare ale râului, atât cea superficială cât şi cea subterană, are ca rezultat apariţia **fenomenului de secare.**

În comparaţie cu faza apelor maxime şi respectiv cu viiturile, scurgerea minimă este mai puţin spectaculoasă şi aparent cu mai puţine pagube produse obiectivelor umane şi economice. Dar, această scădere drastică a nivelului şi respectiv a debitului unui râu, are consecinţe negative asupra navigaţiei (pe râurile unde se practică), asupra alimentării populaţiei (sate şi oraşe, în special), asupra irigaţiilor şi asupra producţiei electrice în cazul râurilor amenajate în acest scop.

Este de apreciat care din faze este mai mult resimţită - cea a **apelor mari sau cea a apelor mici** (secare). Dacă luăm în considerare că viaţa şi activitatea economică sunt determinate de folosirea apei în diferite grade, evident că se suportă mai uşor viitura şi inundaţia decât seceta şi lipsa de apă. Exemple în acest sens sunt multe pe Terra unde reducerea severă a apei dulce duce la deşertificare şi foamete.

Aprecierea categoriei fazei de **ape mici** şi deci a **scurgerii minime** depinde de zona geografică în care se găseşte râul, dacă acest fenomen (fază) este caracteristic şi se produce cu regularitate sau dacă este accidental.

Dacă se apelează la parametrul numit **coeficientul lunar al debitului** care este raportul dintre debitul mediu lunar şi debitul mediu anual se obţin valori atât subunitare cât şi supraunitare (Tab. 3.8.)

Tabelul 3.8. Coeficientul lunar al debitului la râurile Otawa – Canada şi Volga - Rusia

Luna Râul	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Otawa	0,69	0,69	0,73	1,07	2	1,48	1	0,78	0,73	1	1,03	0,78
Volga	0,41	0,32	0,31	2	4,36	1,23	0,61	0,49	0,53	0,57	0,62	0,52

Se poate observa din valorile coeficientului că deşi cele două râuri fac parte din tipul nival de câmpie şi că au aceeaşi variaţie sezonieră, la Volga se reflectă climatul continental cu valori mult mai diferenţiate în raport cu Otawa care se alimentează şi din lacuri care ponderează diferenţele dintre vară şi iarnă.

Dacă acceptăm ipoteza că valorile coeficientului mai mici ca 1 reflectă scurgerea minimă atunci se pot delimita perioadele cu ape mici de cele cu ape mari.

Aşa cum s-a menţionat la început, scurgerea minimă poate atinge pragul 0 (coeficientul lunar al debitului) în câteva cazuri şi anume: uedurile deşertice care au alimentare ocazională şi deci cea mai mare parte sunt seci, deci un fenomen normal; anumite râuri din zona mediteraneană care sunt alimentate numai din ploi; unele râuri din zona tropicală care se alimentează numai din ploi, situate în arii predeşertice (Atbara din Sudan, râurile din partea nordică a Camerunului); unele râuri din Siberia de nord-est (Iana, Indigîrka) care îngheaţă până la fund în timpul iernii. În toate aceste cazuri **secarea este un caz normal şi regulat.**

În opoziţie cu această situaţie este **secarea accidentală** şi care constituie cazuri mult mai interesante pentru a fi studiate. Astfel, A. Guilcher menţionează cazul râului Sena care are un regim moderat şi poate să apară în cursul mijlociu situaţii de secare accidentală. Se mai citează şi cazul râului Po care în perioada 1942-1949 ca urmare a diminuării drastice a precipitaţiilor a înregistrat reduceri a volumului de apă din faza scurgerii minime în anul hidrologic 1948-1949.

Scurgerea minimă pe râurile din România din perioada de vară-toamnă se datoreşte cantităţilor reduse de precipitaţii şi evaporaţie mai ridicată de la suprafaţa solului. În timpul iernii scurgerea minimă se produce ca urmare a reţinerii precipitaţiilor la suprafaţa bazinului de recepţie sub formă de zăpadă când temperatura scade sub 0° C. În ambele situaţii alimentarea râurilor se face din apele freatice şi depinde de rezerva subterană şi adâncimea albiilor minore pentru a permite drenajul. Aceşti factori determină drenări integrale sau parţiale a rezervelor de apă subterană (Fig. 3.56.).

Faţă de condiţiile menţionate pe teritoriul României se disting trei categorii de artere hidrografice în faza scurgerii minime şi anume:

- **râuri cu scurgere permanentă** care corespund zonei muntoase unde bazinul hidrografic poate ajunge chiar la limita inferioară de 20 km^2;

- **râuri cu scurgere semipermanentă** la care fenomenul secării apare odată la 2-3 ani şi chiar mai mulţi şi caracterizează regiunile subcarpatice şi de podiş, la aceste râuri secarea fiind invers proporţională cu suprafaţa bazinului (la râuri cu F < 1000 km^2 perioada secării poate dura 30 zile iar la cele F > 1000 km^2 fenomenul durează 5-10 zile);

- **râuri cu scurgere temporară** care seacă în fiecare an pe perioade de timp variabile şi care au apă numai în timpul topirii zăpezilor sau a ploilor cu

intensități și durate mari (Podișul Bârladului, Câmpia Moldovei, Podișul Getic, Câmpia Română, Dobrogea).

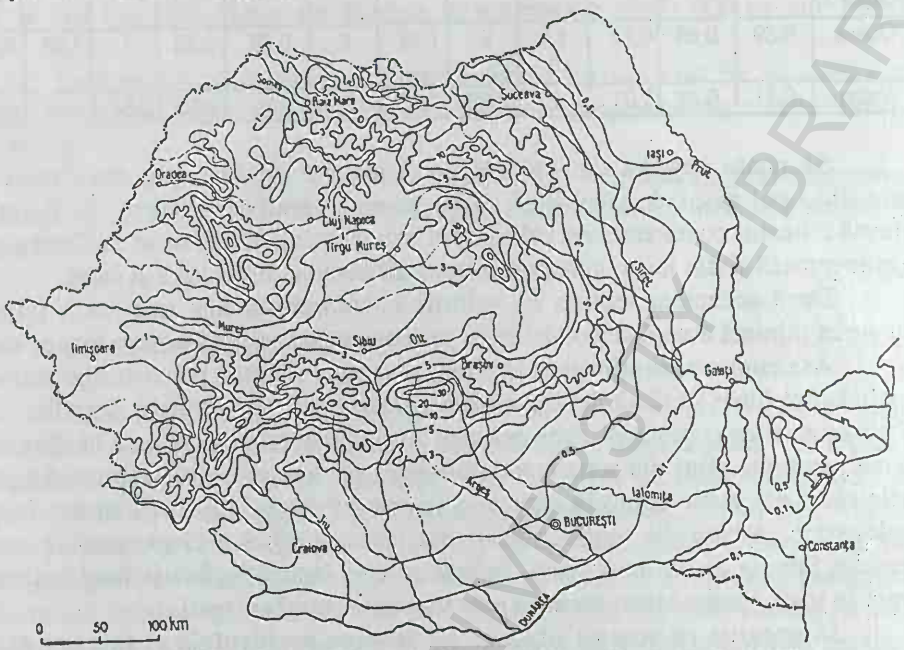


Fig. 3.56. Scurgerea medie minimă lunară (l/s kmp) în perioada VI-VIII
(după Aneta Păduraru și colab. 1973)

Fac excepție de la această categorisire râurile mari care străbat unitățile geografice deficitare temporar din punctul de vedere al precipitațiilor în raport cu evapotranspirația.

O concluzie care se desprinde din analiza repartiției teritoriale a scurgerii medii lunare minime este zonalitatea verticală pentru bazinele hidrografice cu o suprafață sub 100 km^2 în zona muntoasă și de 300-400 km^2 în zona de câmpie. Pe lângă zonalitatea verticală a scurgerii medii lunare minime se mai pune în evidență și o variație de la nord la sud și de la vest spre est. Cele mai mari valori ale scurgerii medii lunare minime se întâlnesc pe culmile înalte ale munților Făgăraș (peste 20 l/s km^2).

În regiunile de podiș și câmpie aceste valori sunt sub 1 l/s km^2 și chiar sub 0,1 l/s km^2 în sudul și estul Câmpiei Române și în jumătatea sudică a Dobrogei.

Valorile menționate se referă la scurgerea medie lunară minimă din sezonul cald, respectiv lunile iunie - august.

În ceea ce privește scurgerea medie lunară minimă în sezonul rece (lunile decembrie - martie) se constată aceeași scădere de la vest spre est.

Astfel, în timp ce pe versanții vestici ai munților Apuseni valorile sunt între 11-12 l/s km^2 în estul Podișului Moldovei acestea sunt de 2 l/s km^2.

Se poate generaliza și aprecia că zona muntoasă are peste 2 l/s km^2 iar cea de câmpie sub 1 l/s km^2 și chiar mai mică de 0,5 l/s km^2 în Dobrogea, Câmpia Română și Câmpia Moldovei.

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

În literatura de specialitate (hidrologică) se foloseşte noţiunea de **debit mediu lunar minim anual** cu asigurare de 95% denumit şi **debit de diluţie** utilizat în activitatea de gospodărire a apelor (Fig. 3.57.).

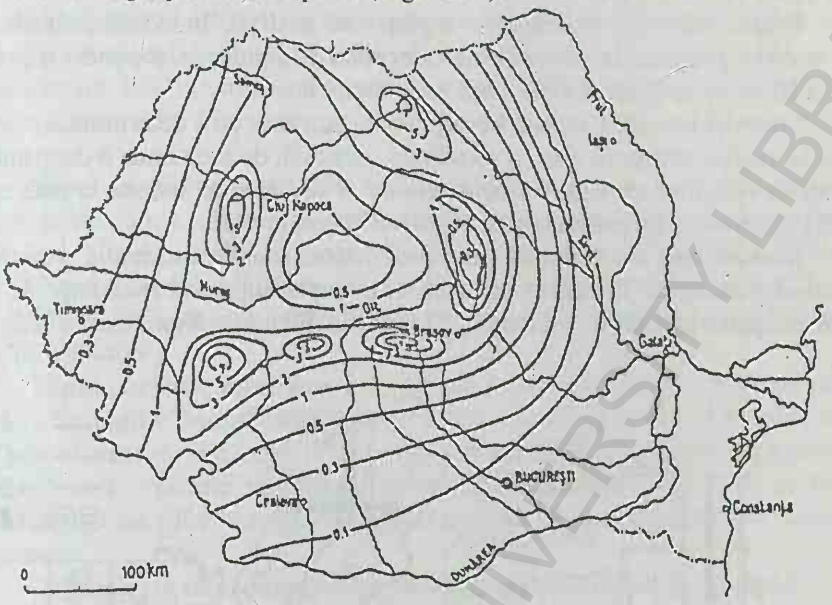


Fig. 3.57. Repartiţia teritorială a debitului specific de diluţie (l/s kmp)
(după Râurile României, 1971)

Valorile cele mai mari ale debitului mediu lunar minim anual sunt între 5-8 l/s km^2 şi se întâlnesc pe culmile înalte ale Carpaţilor, iar cele mai mici sub 0,1 l/s km^2 în Câmpia Română, Podişul Moldovei (Central Moldovenesc) şi Dobrogea.

În vederea cunoaşterii tabloului secării râurilor, au fost efectuate în perioada 1950-1960 anchete hidrologice în toată ţara pe baza cărora s-a elaborat o hartă a secării râurilor şi publicată sub formă de atlas după alte completări în 1972 de către Institutul de Meteorologie şi Hidrologie din România.

3.7.6. Tipurile de regim ale râurilor din România

După analizarea surselor de alimentare, scurgerea apei (medie, maximă şi minimă) se impune a caracteriza râurile după acest ansamblu de factori şi caracteristici hidrologice.

Definirea tipului de regim hidrologic constă în diferenţierea teritorială a râurilor determinată de ponderea surselor de alimentare (nival, pluvial şi subteran) sau combinarea acestora, fazele regimului hidrologic prin analizarea hidrografelor caracteristice raportate la scurgerea medie anuală.

Cunoaşterea tipurilor de regim şi structura acestora prezintă pe lângă importanţa ştiinţifică şi o importanţă practică atunci când se proiectează şi se construiesc lacuri de acumulare pentru utilizări specializate (hidroenergie, alimentare cu apă, irigaţii, piscicultură) sau toate acestea împreună (complexe).

Diferențierea tipurilor de regim pe teritoriul României a stat în atenția aceloraşi hidrologi care s-au ocupat şi de sursele de alimentare (D. Lăzărescu şi I. Panait 1956, 1957, I. Ujvari 1956).

Pentru stabilirea tipurilor de regim s-au analizat, îndeosebi, râurile mici, acolo unde se pot preciza participările diferitelor componente şi pentru o perioadă de circa 20 ani la aproape 130 de staţii hidrometrice.

Prezența arcului Carpatic în mijlocul teritoriului țării determină, aşa cum s-a văzut la analiza scurgerii apei, o zonalitate verticală, de asemenea o determinare a influențelor oceanice de cele est-continentale şi sud-mediteraneene la care se mai adaugă cele pontice (prezența bazinului Mării Negre în SE).

În acest sens s-a delimitat trei tipuri majore şi anume-carpatic, pericarpatic şi ponto-danubian iar în cadrul acestora mai multe subtipuri în număr de 12 în funcție de particularitățile regionale (Geografia Fizică a României, 1983) (Fig. 3.58).

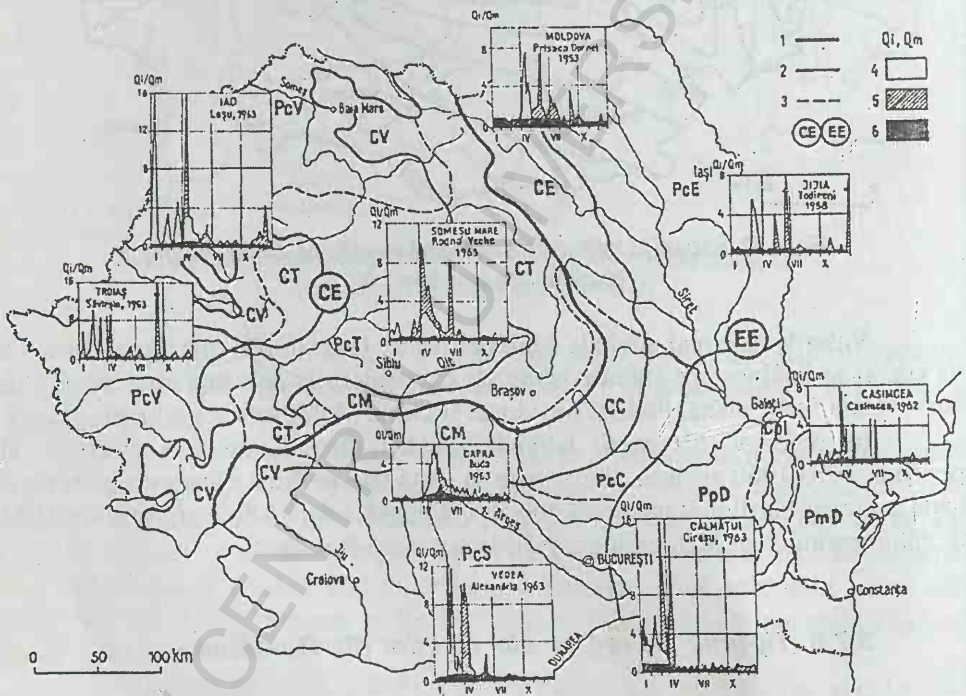


Fig. 3.58. Tipurile de regim ale râurilor. 1. limită de provincie climatică (CE central-european; EE est european); 2. limită de tip major; 3. limită de tip minor; 4. alimentare nivală; 5. alimentare pluvială; 6. alimentare subterană (Q_i debit mediu zilnic; Q_m debit mediu anual); P_cC tipuri de regim conform textului

Tipurile carpatice axate, desigur, pe arcul muntos cu acelaşi nume, prezintă variații în funcție de expunerea versanților față de circulația maselor de aer şi de altitudine.

Tipul carpatic vestic (CV) se găseşte pe versanții vestici ai Munților Apuseni, Munților Banatului şi lanțului vulcanic. Această expoziție a versanților atrage după sine o fază timpurie a apelor mari de primăvară cu durata de 1-2 luni

(martie-aprilie) cu viituri la începutul verii, ape mici iulie-noiembrie. Pot apărea viituri şi iarna prin suprapunerea topirii zăpezilor cu ploi timpurii.

Tipul carpatic transilvan (CT) caracterizează râurile situate la altitudini mai mici (sub 1600 - 1800 m) şi sunt reprezentate prin râurile de pe versantul estic al Munţilor Apuseni, vestul Carpaţilor Orientali şi nordul Carpaţilor Meridionali. Spre deosebire de CV, iarna sunt ape mici, tipul de alimentare este nivo-pluvial, iar cele din depresiunile Ciucurilor şi Braşovului au alimentare subterană bogată (> 35%).

Tipul carpartic estic (CE) se caracterizează prin ape mari de primăvară-vară cu alimentare moderată pluvială.. Viiturile se produc cu o frecvenţă de 38-40% în luna august. Apele mici se produc cu o frecvenţă mare în lunile de iarnă.

Tipul carpatic de curbură (CC) reprezentat prin râurile dintre Trotuş şi Teleajen, datorită influenţei föhnului se pot produce viituri şi iarna prin topirea zăpezilor (35-40%).

Tipul carpatic meridional (CM) este reprezentat de râurile de pe versanţii sudici ai Carpaţilor Meridionali dintre Prahova şi Cerna-Timiş. Obârşiile acestor râuri sunt alimentate din zăpezi (tip nival ponderat) fapt ce determină ape mari de primăvară-vară, viiturile sut frecvente sub 1600 m altitudine unde şi tipul de alimentare devine pluvio-nival. Scurgerea minimă se înregistrează atât iarna cât şi vara-toamna.

Tipurile pericarpatice cuprind regiunea dealurilor şi Câmpiei Vestice, dealurile subcarpatice, Podişul Getic, vestul Câmpiei Române şi Podişul Moldovei inclusiv Câmpia Moldovei.

Tipul pericarpatic vestic (PcV) cuprinde dealurile şi Câmpia Vestică şi chiar sudul Olteniei. Se caracterizează printr-un regim instabil iarna când se produc viituri (60-70%), volumul de apă scurs 35-40%, alimentare nivo-pluvială, ape mici vară-toamnă.

Tipul pericarpatic sudic (PcS) faţă de PcV se remarcă o accentuare a continentalismului fapt ce reduce scurgerea de iarnă în favoarea celei de primăvară şi vară.

Tipul pericarpatic transilvan (PcT) caracteristic pentru Podişul Transilvaniei cu ape mari de scurtă durată în martie determinate de ploi şi zăpezi, viituri din mai până în iulie, alimentare pluvio-nivală.

Tipul pericarpatic de curbură (PcC) cu ape mari de primăvară, viituri de iarnă.

Tipul pericarpatic estic (PcE) reprezentat prin râurile din Podişul Moldovei şi Subcarpaţii de la nord de Trotuş. Se caracterizează prin ape mici de iarnă de lungă durată, ape mari primăvara de provenienţă nivo-pluvială, viituri de vară, ape mici de lungă durată de vară-toamnă.

Tipurile ponto-danubiane (PD) caracteristice pentru estul Câmpiei Române (Bărăgan), Câmpia inferioară a Siretului, Dobrogea şi Delta Dunării. Lipsa stratului de zăpadă în cea mai mare parte a iernilor şi caracterul torenţial al ploilor imprimă râurilor un regim de scurgere torenţial cu viituri de vară.

Tipul prepontic danubian (PpD) se apropie de PcS cu ape mari de primăvară, viituri de vară.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tipul premaritim dobrogean (PmD) cu un regim de scurgere dezorganizat, viituri iarna în funcție de căderile de zăpadă întâmplătoare și primăvara în funcție de ploile torențiale.

3.7.7. Bilanțul hidrologic

Prin noțiunea de bilanț hidrologic se înțelege cantitățile de apă care intră și care ies pe un anumit teritoriu și într-un anumit interval de timp.

Diferența dintre volumul de apă intrat și cel ieșit din unitatea teritorială analizată reprezintă rezerva de apă. Termenii (componentele) bilanțului se înscriu într-o ecuație generală de forma:

$$X + C + Y_1 - Y_2 - Z + U_1 + W_1 - W_2 = 0 . \qquad (3.90.)$$

unde:

X - precipitațiile atmosferice;

C - condensarea vaporilor;

Y_1 - scurgerea superficială din teritoriul limitrof;

Y_2 - scurgerea superficială în afara teritoriului analizat;

Z - evaporația globală (evapotranspirația și evaporația de la suprafața apei);

U_1- aportul subteran din teritoriul limitrof;

U_2 - scurgerea subterană în afara teritoriului analizat;

W_1 - variația rezervelor de umiditate din sol (inclusiv apele subterane);

W_2 - variația rezervelor de umiditate de la suprafața teritoriului analizat.

Această ecuație generală se modifică în funcție de scopul urmărit prin analiză, astfel încât unii termeni pot fi detaliați iar alții pot fi eliminați.

Astfel, termenul $Y_1 = 0$ în cazul unui bazin hidrografic cu limite bine determinate (cumpănă de apă), termenii W_1 și W_2 pe o perioadă mai mare de ani se compensează reciproc, la fel și cu termenii U_1 și U_2, de asemenea pe o perioadă multianuală și pe bazine hidrografice mari. În ceea ce privește condensarea vaporilor (C) este greu de determinat și de regulă are valori mici, deci se poate neglija.

În aceste condiții ecuația bilanțului simplificată este:

$$X + Y - Z = 0 \text{ sau } X = Y + Z. \qquad (3.91.)$$

Având, de regulă, valori direct măsurate asupra lui X și Y se poate determina Z = X - Y. Valoarea lui Z calculată pe această cale trebuie comparată cu valoarea măsurată direct sau indirect prin relații bazate pe parametrii meteorologici.

Termenul W prin care considerăm umiditatea globală din sol este compusă din umiditatea de suprafață a solului și apa infiltrată în sol provenită din precipitații lichide și zăpadă.

Raporturile $U / W = K_u$ și $E / W = K_e$ reprezintă coeficienți ai scurgerii subterane (K_u) și ai evaporației (K_e).

Aplicarea relațiilor de mai sus, în special ecuația bilanțului hidrologic, trebuie să se facă ținând cont de unele particularități ale bazinului hidrografic (teritoriu) analizat cum ar fi: relieful carstic sau prelevările fără revenire pentru diferite scopuri socio-economice (alimentări cu apă potabilă, industrială, irigații).

Calculul bilanțului hidrologic pe teritoriul României s-a făcut pentru bazine hidrografice mai mari de 300 km^2 și sub această limită numai acolo unde au lipsit punctele pentru trasarea relațiilor de generalizare.

Trăsătura caracteristică a bilanțului hidric pe teritoriul României, ca de altfel pentru multe componente fizico-geografice, este etajarea pe altitudine (zonalitatea verticală) care domină net zonalitatea latitudinală.

Această trăsătură se datorește prezenței arcului carpatic la mijlocul teritoriului cu altitudini de până la 2500 și care determină gradienți cu valori diferite la 100 m/altitudine în funcție de influențele climatice vestice, nordice sau estice.

Astfel, principalii componenți ai bilanțului prezintă valori diferențiate pe altitudine și pe sectoare de influență climatică.

Scurgerea superficială (Y) reprezintă 60-70% din componentele pozitive ale bilanțului, în zona muntoasă, 67-73% în zona de dealuri și 70-80% în cea de câmpie.

Scurgerea subterană (U) are valori de circa 500 mm la altitudini mari, în Carpați, datorită circuitului rapid al apelor infiltrate în depozitele de pantă (deluvii) și scade la 5-10 mm în zona de câmpie unde apele subterane sunt drenate foarte puțin de rețeaua hidrografică.

Evaporația globală (Z) fiind în funcție de potențialul evaporației și de cantitatea de apă existentă în sol pentru a putea fi evaporată, scade odată cu creșterea altitudinii de la 650 mm (valoare maximă la limita dintre câmpie și podiș) la 450 mm și chiar mai puțin în zona muntoasă alpină.

Umezirea totală a terenului (W) crește odată cu altitudinea până la 500-600 m de unde începe să scadă datorită capacității reduse de înmagazinare a depozitelor de pantă.

Tabloul natural al bilanțului hidric este mult modificat ca urmare a lucrărilor hidroameliorative. Astfel, desecarea și îndiguirea luncilor a dus la scăderea evapotranspirației iar irigațiile la nivelul câmpurilor a mărit fluxul de umectare, capacitatea de evapotranspirație și posibile procese - salinizare sau înmlăștinire.

Chiar și cu aceste modificări, sub aspectul bilanțului hidric teritoriul României se divide în trei zone și anume:

- **zona cu umiditate bogată** (excedentară) axată pe spațiul muntos (carpatic);
- **zona cu umiditate variabilă** (moderată) axată pe Subcarpați și podișuri (parțial);
- **zona cu umiditate deficitară** axată pe Câmpia Română, Dobrogea și parțial Câmpia de Vest, sudul Podișului Moldovei și Câmpia Moldovei.

S-au făcut determinări (estimări) asupra componentelor bilanțului hidric pe cele două unități mari morfostructurale - regiunea carpatică și regiunea pericarpatică pe de o parte, și estimări pentru câteva tipuri de geosisteme (ecosisteme) - stepă, silvostepă, păduri de foioase, terenuri irigate, pe de altă parte (Fig. 3.59., Tab. 3.9, 3.10).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.9. Valorile componentelor bilanțului hidric (perioada 1950-1969)
(după Geografia României, 1983)

Componenții	X		Y		U		Z		W	
Unitatea teritorială	mm	km³	mm	km³	mm	km³	mm	km³	mm	km³
Zona carpatică	807	63	327	25,5	105	8,2	480	37,5	585	45,7
Zona pericarpatică	589	94	69	11	21	3,3	520	83	541	86,3
România	661	157	153	36,5	51	11,5	508	120,5	559	132

Tabelul 3.10. Valori medii (mm/an) ale parametrilor bilanțului hidric pe câteva tipuri de peisaje
(după Geografia României, 1983)

Geosistem (ecosistem)	X (flux umectare)	Y (scurgere globală)	Y_1 (scuegere suprafață)	U (scurgere subterană)	Z (evapotranspirație)	W (umezire globală a terenului)
Stepa	250 - 500	20 - 30	15 - 20	5 - 10	330 - 480	335 - 480
Sivostepa	500 - 700	30 - 150	20 - 100	10 - 50	470 - 550	500 - 600
Păduri foioase	650 - 900	100 - 400	70 - 250	30 - 120	500 - 600	580 - 650
Terenuri irigate	750 - 950	100 - 300	80 - 200	20 - 100	600 - 650	620 - 750

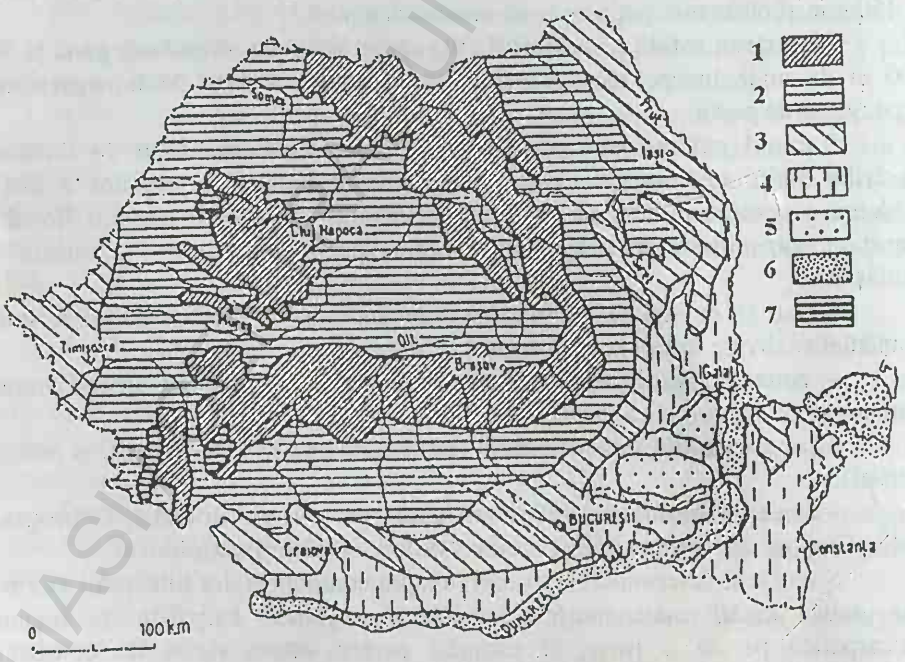


Fig. 3.59. Zonele cu umiditate: 1. bogată; 2. variabilă; 3. deficitară; 4. regiuni semiaride; 5. regiuni semiendoreice; 6. lunci inundabile; 7. regiuni carstice

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

3.8. SCURGEREA SOLIDĂ (SCURGEREA ALUVIUNILOR)

3.8.1. Factorii care condiționează scurgerea de aluviuni

Apa în deplasarea ei, atât la nivelul suprafeței bazinului hidrografic (scurgerea epidermică) cât și în albiile organizate (rigolă, ogaș, ravenă, vale) dislocă prin forța mecanică particule din învelișul de sol sau din rocile componente și le transportă din amonte spre aval, proces numit **scurgerea aluviunilor.**

Este necesar să se precizeze că hidrologia se ocupă numai cu această secvență a modelării scoarței terestre adică cu transportul și depunerea aluviunilor. Compoziția mineralogică și granulometrică, vârsta și transformările suferite de aluviunile ieșite din perimetrul udat al albiei, aparțin altor ramuri ale științelor geofizice.

La formarea scurgerii de aluviuni concură mai mulți factori care se întrunesc în limitele unui bazin hidrografic și anume: ploile prin caracterul și distribuția lor în timp (mai ales ploile torențiale), litologia și învelișul de sol, temperatura prin îngheț și dezgheț, vântul prin acțiunea de deflație, vegetația (gradul de acoperire și tipul de vegetație), panta versantului respectiv a profilului longitudinal, debitul de apă (în cadrul albiei organizate) și activitatea antropică (în ansamblul ei) prin modul de prelucrare a versanților, despădurire etc.

3.8.2. Procesul de spălare si de eroziune

În procesul scurgerii aluviunilor deosebim două aspecte și anume:

- **spălarea** învelișului de sol sau de rocă vie care nu produce modificări în configurația suprafeței de scurgere și,
- **eroziunea** care se manifestă (materializează) prin formarea unor căi (canale, șănțulețe) de drenarea apei, deci cu modificarea configurației suprafeței de scurgere. Eroziunea se produce pe toată lungimea căilor de drenaj, de la rigolă și până la albiile râurilor bine conturate.

Particulele antrenate de pe versanți, de regulă, nu ajung în punctul terminal al angrenajului hidrografic (lac, mare, ocean) ci se depun undeva pe traseul acestuia, acolo unde greutatea lor depășește forțele care au antrenat-o în mișcare.

Aluviunile depuse în albia minoră și majoră pe anumite sectoare ale râului sunt reluate (remaniate) în condiții mecano-energetice diferite (ape mari, schimbare de nivel, de eroziune etc.).

3.8.3. Aluviuni în suspensie și aluviuni târâte

Mecanismul transportului de aluviuni în albia râurilor a fost experimentat în laborator stabilindu-se o serie de legi și de coeficienți.

Astfel, s-a constatat că o particulă solidă se mișcă în curenții de apă prin salturi cu frecvențe, înălțimi și lungimi diferite. Trecerea unei particule din starea de repaus (depunere) la cea de deplasare are loc atunci când curentul de apă depășește un anumit prag.

Menținerea particulelor în stare de suspensie depinde pe lângă viteza curentului și de mărimea lor. Astfel, la o anumită viteză întâlnim particule depuse pe fundul albiei, iar cele de dimensiuni mai mici se deplasează în salturi în apropierea fundului albiei și altele mult mai mici se deplasează în masa apei, în suspensie.

Față de aceste stări se face o diferențiere și anume:

-**aluviuni de fund** care se mai numesc și aluviuni târâte;

-**aluviuni în suspensie.**

Lucrul mecanic (P) efectuat de apă în deplasarea ei pe suprafața bazinului sau în albie este în funcție de debitul lichid (Q), de panta (H) și de greutatea specifică a apei ($\gamma = 1000$ kg/m^3) potrivit relației:

$P = \gamma \times H \times Q$ (kg × m/s). (3.92.)

Lucrul mecanic poate fi exprimat în CP (1 CP = 75 kg × m/s) și în KW (1 KW = 10^2 kg × m/s).

Astfel:

$$P = \frac{\gamma \cdot Q \cdot H}{75} \cdot CP \qquad (3.93.)$$

și

$$P = \frac{\gamma \cdot Q \cdot H}{100} \cdot KW$$

3.8.4. Debitul de aluviuni, turbiditatea

Debitul de aluviuni (S) reprezintă volumul de material solid transportat de un râu într-o anumită secțiune și într-o unitate de timp care se exprimă în kg/s sau tone/s. Debitul de aluviuni total (S) este compus din **debitul de aluviuni în suspensie** (R) și din **debitul de aluviuni de fund** (târât) notat cu G, deci:

$S = R + G$ (kg/s). (3.94.)

Raportul dintre debitul de aluviuni în suspensie (R) și debitul de apă (Q) care îl transportă reprezintă **turbiditatea apei** și se exprimă în gr/m^3, deci

$\rho = R / Q$ (gr/m^3). (3.95.)

Debitul de aluviuni în suspensie se mai exprimă și în tone/ha×an notat cu r (**debit de aluviuni în suspensie specific**).

Turbiditatea apei râului variază în timp, în spațiu, în funcție de viteza apei, forma albiei, granulometria depozitelor de pe fundul albiei și malurilor.

3.8.5. Măsurarea și prelucrarea debitelor de aluviuni în suspensie

3.8.5.1. Dispozitive de prelevarea probelor de aluviuni

Determinarea lui R comportă două aspecte:

-prelevarea de probe de aluviuni în unul sau toate punctele de pe verticalele la care s-au făcut măsurători de viteză a apei;

-calcularea debitului de aluviuni pe baza datelor rezultate din măsurători.

Prelevarea probelor de aluviuni în suspensie se face, clasic, cu **batometrul de tip N.N. Jucovski** şi cu **butelii de sticlă** (Fig. 3.60).

Batometrul este un cilindru metalic cu volum variabil (500-5000 cm^3) prevăzut la ambele capete cu câte un capac metalic acţionate cu arcuri care se comandă (închidere şi deschidere) printr-un cablu sau o greutate (Fig. 3.61.).

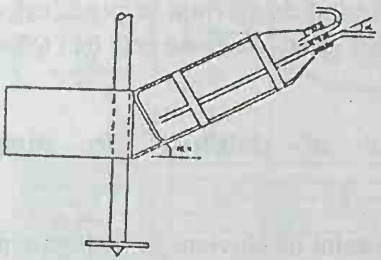


Fig. 3.60. Batometru butelie

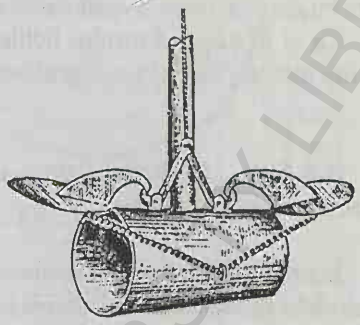


Fig. 3.61. Batometrul de tip N.N. Jucovski

Batometrele sunt de două tipuri - cu **umplere instantanee** şi cu **umplere prelungită**, ultimul având posibilitatea de a integra regimul pulsatoriu al curentului şi respectiv al aluviunilor în suspensie.

Butelia de sticlă (gen de sticlă de lapte) cu capacitate variabilă (1-3 l) montată într-o carcasă metalică ataşată de o tijă metalică cu ajutorul căreia se introduce la adâncimea stabilită. Dopul sticlei este prevăzut cu două orificii pe care intră apa şi se evacuează aerul. Pentru împiedicarea pătrunderii apei până la adâncimea stabilită, un orificiu se blochează cu un dop care se scoate la punctul dorit printr-o sfoară sau un cablu.

Măsurătorile de debit (de aluviuni) se fac de regulă în secţiunile staţiilor hidrometrice deoarece sunt necesare şi determinările de viteză a apei în punctele de recoltare.

Cea mai complicată măsurătoare de debit solid este aceea în care se respectă verticalele şi punctele de pe verticale pentru măsurătorile de debit lichid.

O altă posibilitate este **măsurătoarea globală** care constă în prelevarea a câte trei probe pe fiecare verticală după care se amestecă şi rezultă o singură probă pe verticală.

Procedeul integral constă în umplerea vasului colector (batometru sau butelie de sticlă) prin coborârea lentă pe toată adâncimea apei de pe verticala respectivă.

Procedeul probei unitare înseamnă prelevarea unei singure probe dintr-un anumit punct ales şi la un interval de timp stabilit (zilnic, decadal, lunar etc.).

Datorită caracterului pulsatoriu al curenţilor apei, aluviunile în suspensie (turbiditatea) variază în limite largi din care cauză se adoptă procedeele de prelevare cu umplere lentă (perioade de timp un minut, fracţiuni de oră, ore).

Probele de apă prelevate se filtrează în laborator, după ce în prealabil s-a cântărit filtrul neîncărcat cu materialul în suspensie. Cântărirea filtrului se face după ce a fost uscat într-o etuvă la 105° C. Urmează filtrarea probei de apă, uscarea filtrului cu materialul în suspensie reţinut, tot la 105° C, şi cântărirea lui.

Diferența de greutate dintre filtrul liber și filtrul cu suspensii reprezintă cantitatea de material reținut în procesul filtrării, material care este reprezentat de aluviuni și de substanțe organice. Pentru separarea substanțelor organice de cele minerale se arde filtrul într-un creuzet. Diferența dintre filtrul cântărit după reținerea suspensiilor și greutatea rezultată după ardere este tocmai cantitatea de aluviuni cu care se trece la calcularea debitului de aluviuni în suspensie.

Ca și în cazul debitului lichid, și debitul de aluviuni se poate calcula prin mai multe metode din care cea grafomecanică și analitică sunt cele mai folosite.

3.8.5.2. Metode de calcul al debitului în suspensie (grafomecanică, analitică)

Înainte de a trece la calcularea debitului de aluviuni în suspensie prin una din metodele menționate se calculează **turbiditatea** fiecărei probe (ρ) și **debitul unitar de aluviuni** (α).

Turbiditatea se determină potrivit relației:

$$\rho = (P \times 10^6) / A \ (g/m^3) . \qquad (3.96.)$$

unde:

P - este greutatea aluviunilor determinate într-un punct (γ);

A - volumul probei de apă din care a rezultat P (cm^3).

Debitul unitar de aluviuni este cantitatea de aluviuni ce trece prin unitatea de suprafață în unitatea de timp conform relației:

$$\alpha = \rho \times v \ (g/m^2 \times s). \qquad (3.97.)$$

unde:

ρ - este turbiditatea (g/m^3);

v - este viteza apei în punctul respectiv (m/s) (Fig. 3.62.).

Metoda grafomecanică constă în reprezentarea pe fiecare verticală a vitezelor apei (hodograful vitezei), a turbidității (ρ) și a debitului unitar de aluviuni (α) conform schiței alăturate (Fig. 3.63.).

Prin planificarea suprafeței dintre axa h (adâncimea apei), nivelul apei (H), fundul albiei și curba debitului unitar de aluviuni se obține $F_á$ (suprafața) cu ajutorul căreia se determină **debitul mediu unitar de aluviuni** (α_{med}) conform relației:

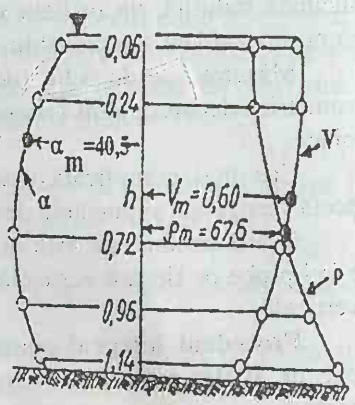


Fig. 3.62. Reprezentarea epurelor v, ρ și α pe o verticală

$$\alpha_{med\ verticală} = F_á / h \ \ (g/m^2 \times s) \qquad (3.98.)$$

Cu debitul mediu unitar de aluviuni și adâncimea verticalei se determină **debitul elementar de aluviuni în suspensie** pe fiecare verticală după relația:

$$\rho = \alpha_{med} \times h \ \ (g/m \times s). \qquad (3.99.)$$

Debitul de aluviuni în suspensie (R) se calculează ca și în cazul debitului de apă, adică se planimetrează hodografele debitelor elementare de aluviuni (γ) și se înmulțește valoarea obținută cu scara grafică a acestuia și lățimea râului.

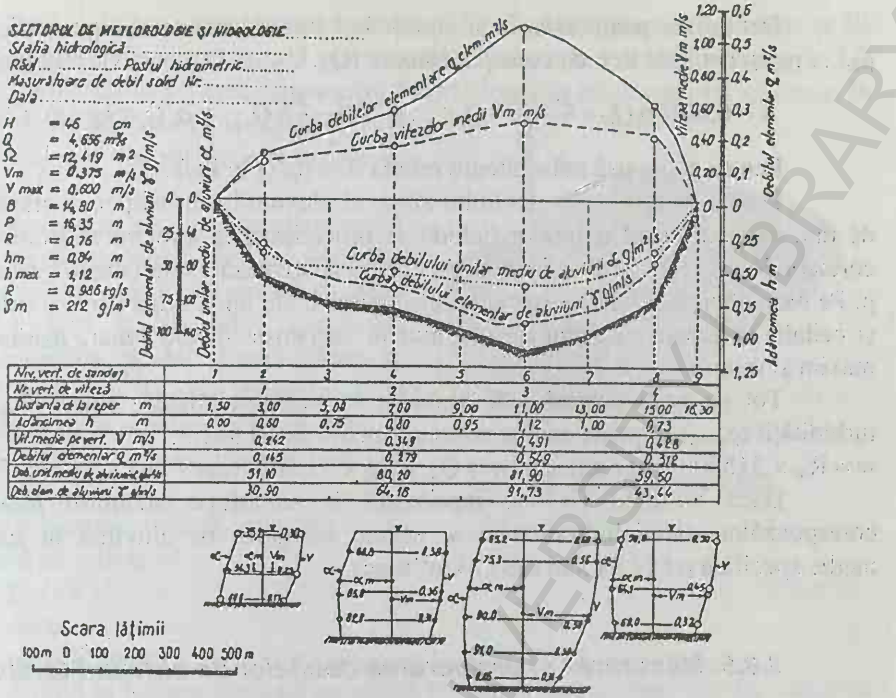


Fig. 3.63. Calcularea debitului solid prin metoda grafoanalitică

Metoda analitică pleacă de la aceleaşi debite unitare medii de aluviuni pe fiecare verticală (α_{med}) conform relaţiilor:

- pentru verticale cu măsurători pe cinci adâncimi:

$$\alpha_{med} = 0,1\ (\rho_{supr} \times v_{supr} + 3\ \rho_{0,2h} \times v_{0,2h} + 3\ \rho_{0,6h} \times v_{0,6h} + 2\ \rho_{0,8h} \times \rho_{0,8h} \times v_{0,8h}) \quad (3.100.)$$

- pentru verticale cu măsurători pe trei adâncimi:

$$\alpha_{med} = 0,25\ (\rho_{0,2h} \times \rho_{0,2h} + 2\ \rho_{0,6h} + \rho_{0,8h} \times v_{0,8h}). \quad (3.101.)$$

- pentru verticale cu măsurători pe două adâncimi:

$$\alpha_{med} = 0,5\ (\rho_{0,2h} \times v_{0,2h} + \rho_{0,8h} \times v_{0,8h}). \quad (3.102.)$$

- pentru verticale cu o singură măsurătoare:

$$\alpha_{med} = \rho_{0,6h} \times v_{0,6h}. \quad (3.103.)$$

unde:

ρ - este turbiditatea în punctul respectiv (g/m^3);

v - viteza apei în punctul respectiv (m/s);

h - adâncimea apei în punctul măsurat (m).

Având debitele unitare medii a aluviunilor pe verticale (α_1, α_2, ... α_n) se calculează debitul R pe întreaga secţiune după relaţia:

$$R = 0,001\left(\frac{2}{3}\alpha_1\varpi_0 + \frac{\alpha_1+\alpha_2}{2}\varpi_1 + \ldots + \frac{\alpha_{n-1}+\alpha_n}{2}\varpi_{n-1} + \frac{2}{3}\alpha_n\varpi_n\right)(kg/s) \quad (3.104.)$$

unde:

$\alpha_1, \alpha_2, \ldots \alpha_n$ sunt debitele unitare ale aluviunilor (g/m^2/s)

$w_1, w_2, \ldots w_n$ sunt suprafeţele dintre verticale (m^2).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Debitul se poate calcula şi cunoscând turbiditatea medie pe verticale (ρ_1, ρ_2, ..., ρ_n) şi debitele lichide corespunzătoare (Q_1, Q_2, ..., Q_n) potrivit relaţiei:

$$R = 0{,}001(\rho_1 Q_0 + \frac{\rho_1 + \rho_2}{2} Q_1 + ... + \frac{\rho_{n-1} + \rho_n}{2} Q_{n-1} + \rho_n Q_n)(kg/s) \quad (3.105.)$$

Pentru o singură măsurătoare relaţia $R = \rho_m Q$ în kg/s.

Pentru determinarea debitului zilnic al aluviunilor în suspensie transportate de râu, ca şi în cazul debitelor lichide se procedează la întocmirea graficului de corelaţie R = f (H) sau R = f (Q) după care definitivează cheia tabelară a lui R sau ρ. Pe baza cheii tabelare se extrag valorile zilnice ale lui R după care se calculează şi ceilalţi parametri debitul de aluviuni în suspensie mediu lunar, mediu anual, maxim şi minim.

Tot pe baza debitului de aluviuni în suspensie mediu anual ($R_{m.an}$) sau turbidităţii ($\rho_{m.an}$) se poate evalua volumul mediu anual astfel:

$w = R_m \times 31560$ (tone / an) sau $w = Q_m \times \rho_m \times 31{,}560$ (tone / an). (3.106.)

Dacă volumul (w) se raportează la suprafaţa bazinului hidrografic corespunzător staţiei hidrometrice se obţine scurgerea de aluviuni în suspensie medie specifică ρ (t / ha ×an sau t / km^2 × an).

3.8.6. Măsurarea şi prelucrarea debitelor de aluviuni târâte

Debitul târât sau de fund, aşa cum s-a arătat la început depinde de granulometria particulelor componente, de viteza şi panta râului la un moment dat. Trecerea din aluviuni în suspensie în aluviuni de fund şi invers are loc în funcţie de parametrii amintiţi.

Determinarea acestei componente prezintă greutăţi din cauza perturbării vitezei şi deplasării particulelor atunci când se introduce instrumentul de prelevare care se numeşte tot batometru.

Sunt mai multe tipuri de batometre. Se va prezenta sumar numai batometrul folosit în reţeaua hidrometrică din România (Fig. 3.64.).

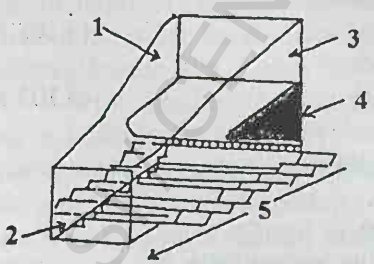


Fig. 3.64. Batometru de fund

O cutie (1) având secţiunea de intrare (2) de 22 cm lăţime şi 20 cm înălţime şi secţiunea de ieşire (3) de dimensiune dublă faţă de (2). Partea superioară este liberă iar cea inferioară constituită dintr-o plată (4). Pe partea inferioară se află un grătar tip jaluzelă îndreptată spre aval. Lungimea cutiei (5) este de 80 cm.

Acest tip de batometru are posibilitatea să capteze aluviuni (particule) până la 12 mm diametru.

Pentru râurile din zona muntoasă se folosesc **batometre sită** care pe un cadru metalic dreptunghiular de 20 cm lăţime este montată o plasă de sârmă. Ochiurile sârmei se dimensionează în funcţie de diametrul particulelor până la care se doreşte a fi captate. De regulă se au în vedere particule până la 10 15 mm diametru (Fig. 3.65.).

Timpul de recoltare cu batometrele de fund variază între 90 secunde şi 10 minute în funcţie de viteza apei şi mărimea aluviunilor; la viteză mai mare de 1,0 m/s şi la dimensiuni ale particulelor sub 10 mm timpul de recoltare este mai mic; la viteze mai mic de 0,2 m/s şi particule mai mari de 10 mm timpul de recoltare este mai lung.

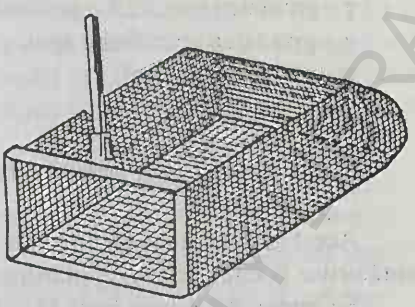


Fig. 3.65. Batometru sită

Probele de aluviuni recoltate astfel se usucă şi se cântăresc. Se mai foloseşte şi procedeul volumetric în sensul că după scurgerea apei se introduc aluviunile într-un cilindru gradat determinându-se volumul V în cm^3 şi apoi greutatea P în grame după ce în prealabil se determină în laborator greutatea specifică a aluviunilor γ în g/cm^3.

În aceste condiţii greutatea P se calculează cu relaţia:

$$P = \gamma \times V. \qquad (3.107.)$$

unde:

$\gamma \sim 1{,}65\ g/cm^3$.

Având în fiecare verticală greutatea P, timpul de recoltare T şi lăţimea b pe care s-a făcut recoltarea se **determină debitul de aluviuni de fund** (g) care se calculează după relaţia:

$$g = \frac{P}{b \cdot T}(g/sm) \qquad (3.108.)$$

Calculul debitelor de aluviuni de fund pe întreaga secţiune (G) se face prin metodele enunţate anterior (la debite lichide şi la cele de aluviuni în suspensie) şi anume: **grafomecanică, grafoanalitică, analitică**).

În continuare redăm relaţia pentru metoda analitică:

$$G = \frac{1}{100}\left(\frac{g_1}{2}b_0 + \frac{g_1+g_2}{2}b_1 + \ldots + \frac{g_{n-1}+g_n}{2}g_{n-1} + \frac{g_n}{2}\right) \qquad (3.109.)$$

unde:

$g_1, g_2, \ldots, g_n$ - sunt debitele elementare pe verticală 1, 2, ..., n

$b_1, b_2, \ldots, b_n$ - distanţele între verticalele de viteză;

b_0, şi b_n - distanţele dintre verticalele extreme.

3.8.7. Sedimentarea aluviunilor

Aluviunile în suspensie sau târâte prin scăderea vitezei apei şi a pantei râului se depun pe fundul albiei sau la marginea unei mări, ocean, lac unde debuşează curentul de apă.

Viteza de sedimentare se calculează potrivit relaţiei:

$$V = \frac{2}{9}g\frac{r^2(\gamma - \gamma_a)}{\eta} \qquad (3.110.)$$

unde:

g-este acceleraţia gravitaţională (m/s^2)

r - raza particulei solide;

γ - greutatea specifică a particulelor

γ_a - greutatea specifică a apei;

η - vâscozitatea apei.

3.8.8. Scurgerea solidă (de aluviuni) pe teritoriul României

Acest aspect al regimului de scurgere pe râuri a fost analizat pe baza măsurătorilor la circa 200 staţii hidrometrice.

Se remarcă o relaţia bună Q şi R pe principalele râuri mari (Someş, Mureş, Olt, Jiu, Argeş, Ialomiţa şi Siret) cu o creştere a gradientului de variaţie o dată cu trecerea râurilor din zona muntoasă în cea subcarpatică şi de podiş şi din nou o scădere în zona de câmpie. Deci, în cazul acestui parametru se poate afirma ca la ceilalţi parametri o creştere a turbidităţii odată cu creşterea altitudinii.

Corelaţia dintre Q şi R pentru teritoriul României are forma:

$$\log R = 1{,}25 \log Q \qquad (3.111.)$$

În bazine mai mici cu condiţii fizico-geografice omogene legătura dintre Q şi R este bine pusă în evidenţă.

Pentru transpunerea în teritoriu a debitului mediu specific de aluviuni în suspensie (γ în t/ha ×an) s-a procedat la corelaţia acestuia cu altitudinea. Din analiza acestei hărţi se constată că valorile cele mai mari între 10 - 25 t /ha × an se găsesc în regiunea subcarpatică de la Curbura Carpaţilor. Pe unele bazine mici valorile depăşesc 100 t / ha× an ajungând la cifre foarte mari (400 - 500 t / ha ×an) (Fig. 3.66.).

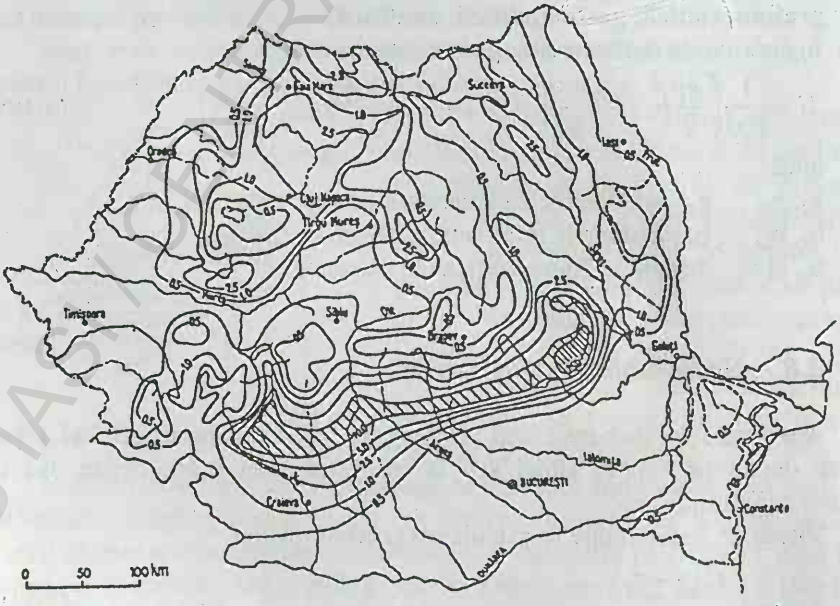


Fig. 3.66. Scurgerea medie de aluviuni în suspensie (t/ha an) (după Atlas R.S. România, 1974)

În ceea ce priveşte turbiditatea medie (g/m^3) se remarcă aceeaşi repartiţie teritorială ca în cazul scurgerii de aluviuni medie specifică (γ în t /ha × an).

Astfel, cele mai mici valori se întâlnesc în zona muntoasă înaltă constituită din şisturi cristaline şi roci eruptive rezistente la eroziune (sub 100 g/m^3) iar cele mai mari tot pe spaţiul subcarpatic şi piemontan (peste 2.500 g/m^3, ajungând la peste 25.000 g/m^3 în Subcarpaţii de la Curbură); în Câmpia Română unde energia de relief şi scurgerea medie lichidă este redusă valorile sunt sub 250 g/m^3 (Fig. 3.67.).

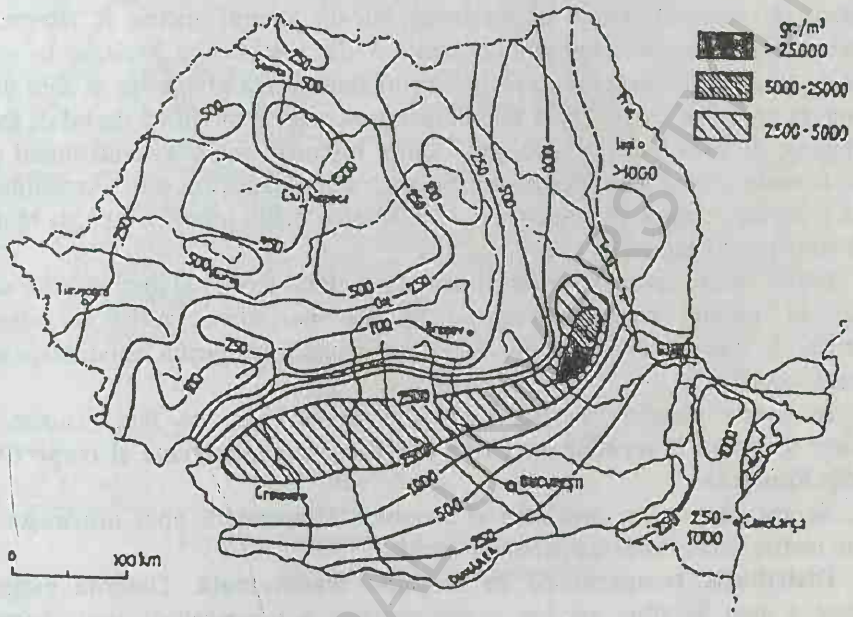


Fig. 3.67. Turbiditatea medie (după Diaconu C., 1971)

Ca valoarea medie pe ţară, scurgerea medie specifică este de 1,88 t/ha × an, ceea ce înseamnă un volum de 44,5 milioane tone material erodat şi transportat de reţeaua hidrografică interioară a României. Repartizată teritorial, partea vestică a ţării până la Cerna inclusiv, totalizează 8,8 mil. Tone/an, respectiv 1,0 t/ha × an acoperind o suprafaţă a ţării de 35%, iar partea estică, sudică şi sud-estică însumează 35,7 mil.t / ha × an adică 2,4 t / ha × an de pe o suprafaţă de 65% (Geografia României, vol. I - Geografie fizică, 1983).

3.9. REGIMUL TERMIC ŞI DE ÎNGHEŢ

3.9.1. Regimul termic

Energia termică înmagazinată în apa râurilor provine şi depinde de radiaţia solară, în general, şi de schimbul termic dintre aer-apă şi albia râului-apă, de aportul caloric provenit din scurgerea apei de pe versanţi, din aportul subteran prin intermediul izvoarelor, de conţinutul caloric al apei afluenţilor, de căldura internă provenită din frecarea intermoleculară a apei şi alte surse.

Din enumerarea căilor de recepționare a energiei calorice reiese că factorii climatici şi, în special, temperatura aerului sunt determinanți în configurația regimului termic al apei râurilor. În afară de factorii climatici, viteza de curgere în albie a apei, debitul de apă, contribuie la influențarea temperaturii apei. La acestea trebuie să se ia în considerare şi influența activității economico-sociale.

Regimul termic şi de îngheț al râurilor se diferențiază de cel al lacurilor şi, evident, mult mai mult față de cel al mărilor şi oceanelor.

Termica râurilor prin dinamica apei în albie este într-un grad mai redus dependent de regimul termic al mediului într-un anumit sector şi integrează trăsăturile şi a altor sectoare din amonte. Astfel, râurile cu obârşia în zona muntoasă, care se alimentează în multe cazuri din topirea gheţarilor şi zăpezilor, temperatura apei este scăzută (4-5°C), temperatură care se modifică destul de încet în sectoarele de aval. Aceste „ape reci" ajung în cursul mijlociu constituind ape termice azonale. Acest aspect este specific pentru anotimpul de vară. Azonalitatea termică a apelor se pune în evidență şi la râurile cu debite mari de apă, la râurile care se alimentează din carst.

Odată făcute aceste precizări, reiese că regimul termic al apei râurilor care depinde de regimul termic al aerului în cea mai mare parte, va reflecta caracteristicile zonelor climatice ale Terrei ecuatorială, tropicală, mediteraneană, temperată, polară.

În aceste condiții analiza regimului termic care se face, sumar, în continuare se referă la **termica apei râurilor din zona temperată şi respectiv a celor din România**.

Se mai impune o precizare şi anume - temperatura apei urmăreşte cu oarecare inerție (întârziere) temperatura aerului.

Distribuția temperaturii în secțiune transversală. Datorită curgerii turbulente a apei în albie are loc o omogenizare a temperaturii apei. Această omogenizare este mai mare la râurile cu debit mic şi viteză mare. La râurile mari, cum este Dunărea sau chiar Siret, Olt, Mureş, în sectoarele inferioare unde panta şi respectiv viteza apei sunt mai mici, se pune în evidență o diferențiere sensibilă în profil transversal. Astfel, la maluri **în timpul verii** temperatura este mai mare cu 1-2° C față de cea din centrul albiei şi față de cea de la adâncimea de 0,5 - 1 m. **În timpul toamnei şi iernii** până la apariția fenomenelor de iarnă şi a podului de gheață situația se inversează, adică temperatura apei este mai mică la maluri şi la suprafață decât în centrul albiei.

Variația diurnă şi anotimpurală. Spre deosebire de lacuri care au apa relativ stagnată, şi care în funcție de volumul de apă reflectă cu mai multă fidelitate temperatura aerului, râurile răspund, aşa cum s-a precizat anterior, la variațiile termice diurne, sezoniere şi anuale ale aerului, dar cu redusă fidelitate.

Temperaturile medii anotimpuale ale apei se înscriu iarna între 0 şi 2°C, primăvara între 4 şi 10°C, vara între 6 şi 22°C şi toamna între 6 şi 11°C.

Temperatura medie anuală, maximă, minimă. Temperatura medie anuală variază între 4°C în zona muntoasă şi 12°C în cea de câmpie cu un gradient mediu pe verticală de 0,5°C / 100 m (până la altitudinea de 400 m aceasta este de 1°C / 100 m şi peste această limită de 0,33°C / 100 m).

Dacă se analizează harta cu distribuția temperaturii medii anuale a apei se constată: temperatura de 5°C se întâlneşte pe culmile înalte ale Carpaților (Bucegi,

Făgăraş, Parâng, Lotru, Cindrel, Şurianu, Retezat), temperatura de 8°C conturează spaţiul carpatic, temperatura de 12°C regiunea Câmpiei Române în timp ce temperatura de 11°C delimitează Câmpia de Vest (Fig. 3.68).

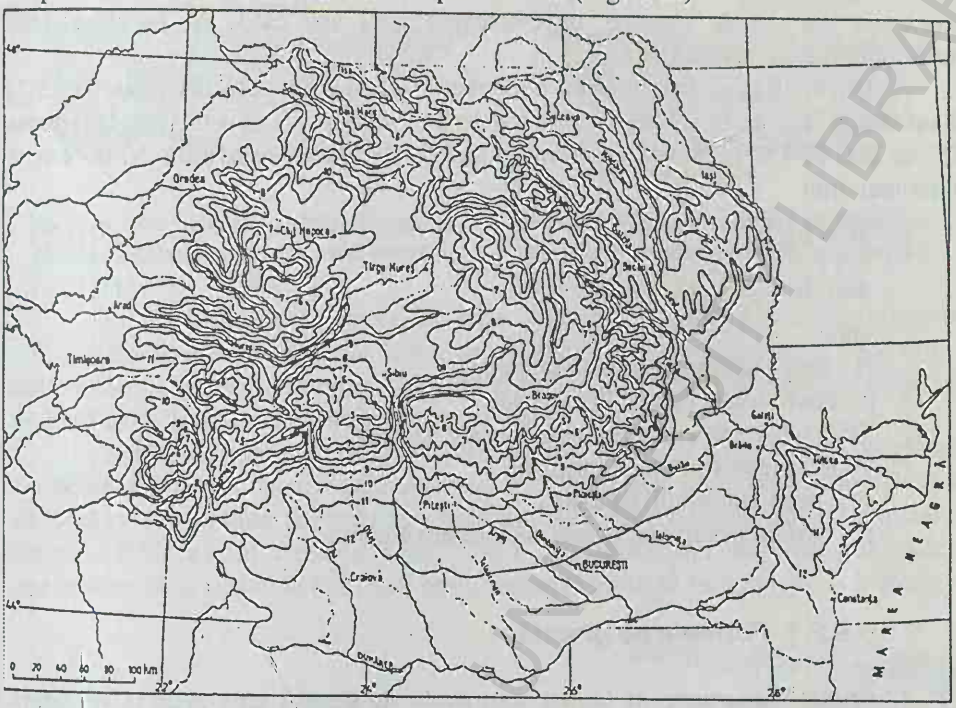


Fig. 3.68. Temperatura medie anuală (°C) a râurilor
(după Geografia României, 1983)

Temperaturile maxime se înregistrează în lunile iunie-august cu valori între 12- 22°C în spaţiul muntos, între 18- 30°C în regiunea de dealuri subcarpatice şi între 25-35°C în regiunea de podiş şi de câmpie.

Temperaturile minime, după cum este de aşteptat, se înregistrează în timpul iernii (decembrie-februarie), uneori şi în luna martie, care sunt în jur de 0°C dar şi sub acest prag (-2°C) în cazul râurilor de munte cu viteza şi pantă mare până la formarea podului de gheaţă.

Trecerea temperaturilor medii zilnice prin pragurile de 5°, 10°, 15° şi 20°C înregistrează o evoluţie în timp şi pe altitudine. În prima jumătate a anului suferă o întârziere o dată cu creşterea altitudinii iar în a doua parte a anului o scădere.

Intervalul cu temperatura > 5°C creşte cu altitudinea de la 100-120 zile la peste 200 zile pe an. La aproximativ 1 200 m altitudine, temperaturile mai mari şi mai mici de 5°C sunt egale.

3.9.2. Fenomenele de îngheţ

Durata şi intensitatea fenomenelor de îngheţ sunt determinate de gradul şi durata temperaturii aerului sub 0°C.

Apariția fenomenelor de îngheț pe râuri, pe lângă scăderea temperaturii aerului sub 0°C și suma acestora (Σt°), mai este în funcție și de viteza apei, gradul de mineralizare, debitul de apă, ponderea alimentării subterane și, în deosebi, a izvoarelor din zonele carstice, de evacuarea unor ape calde de la obiectivele industriale (termocentrale) etc.

Din analizarea fenomenelor de îngheț și suma temperaturilor negative (Σt°) la un număr important de stații hidrometrice în România s-a constatat ca la o suma Σt° de 800-900°C grosimea stratului (podului) de gheață este între 50-60 cm și chiar mai mult.

$$H = \rho\sqrt{\sum t^{\circ}} \qquad (3.112.)$$

deci $H = f\left(\sum t^{\circ}, h, v, R\right)$ (3.113.)

unde:

H - este grosimea stratului de gheață;

ρ - coeficientul condițiilor locale;

Σt°- suma temperaturilor negative ale aerului;

h - grosimea stratului de zăpadă;

v - viteza curentului de apă;

R - particularități ale locului de formare a gheții.

3.9.2.1. Formele de gheață

Primele fenomene de îngheț sunt **acele de gheață** care apar la suprafața râului, ce se manifestă sub forma unor ace de gheață de câțiva mm lungime iar apa capătă un aspect lucios. În aceleași condiții la malurile râurilor se formează, ca urmare a răcirii mai mult a apei, pojghița de gheață, numita **gheață la mal**.

Prin formarea acelor de gheață și a gheții la mal are loc un proces de suprarăcire a apei care favorizează formarea **cristalelor de gheață** în jurul particulelor de aluviuni în suspensie și a celor de pe fund.

Pe măsură ce cristalele de gheață se dezvoltă se desprind de pe suportul inițial și ajung la suprafața apei formându-se **gheață spongioasă sau superficială** (Fig. 3.69.).

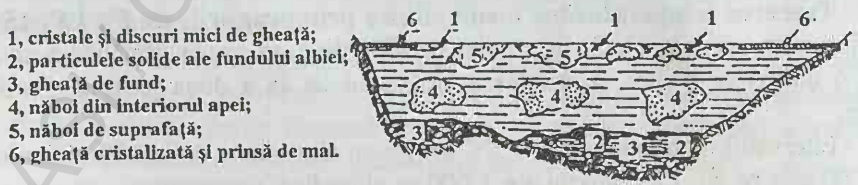


Fig. 3.69. Schema formării gheții pe râuri

În condițiile în care temperatura aerului continuă să fie negativă iar Σt° crește, gheața spongioasă se unește prin apa ce îngheață între aceste bucăți și se formează **sloiurile de gheață** care în continuare prin acoperirea întregii suprafețe a apei râului constituie **podul de gheață**, formațiune stabilă o anumită perioadă de

timp, a cărui grosime creşte treptat şi influenţează scurgerea lichidă în albie (Fig. 3.70., 3.71.).

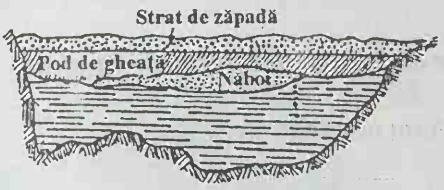


Fig. 3.70. Succesiunea stratelor de zăpadă gheaţă şi năboi în secţiune transversală

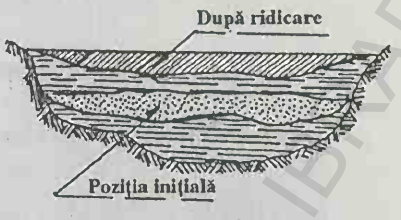


Fig. 3.71. Ridicarea podului de gheaţă în condiţiile creşterii nivelului apei din râu

În afară de acest proces evolutiv se mai întâlneşte formaţiunea numită năboi, care în alte regiuni din ţară este cunoscută de **zai** sau **inie** şi care este o aglomerare de gheaţă buretoasă, afânată şi opacă, constituită din gheaţă desprinsă de fund încorporată în zăpada şi gheaţa prinsă de mal.

Podul de gheaţă are câteva etape de constituire şi anume: **pod de gheaţă cu ochiuri**, ochiuri de apă care în unele situaţii se pot menţine tot timpul iernii datorită prezenţei unor surse de apă subterane sau deversării de apă cu temperaturi de peste 0°C, la confluenţe etc. (Fig. 3.72.). Dar dacă temperatura aerului scade şi are continuitate, pe unele râuri mai mici, îngheţul poate să fie total, până la fund.

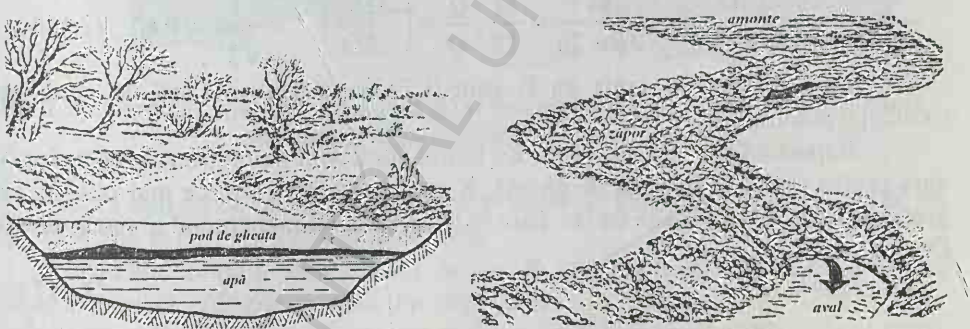


Fig. 3.72. Formarea podului de gheaţă (stg.) şi a zăporului (dr.)

Se mai întâlnesc situaţii de **pod de gheaţă suspendat** în cazul unei albii mai înguste cu pod de gheaţă bine prins de maluri şi urmat de o scădere a nivelului apei sub podul de gheaţă.

O situaţie inversă este a **suprapunerii podurilor de gheaţă**, când nivelul apei râului creşte şi apa curge peste podul de gheaţă, iar ulterior o nouă scădere a temperaturii aerului duce la formarea unui al doilea pod de gheaţă.

Dezgheţul oferă câteva aspecte care se manifestă în procesul scurgerii lichide. În procesul de creştere a temperaturii aerului, încălzirea malurilor râului determină desprinderea podului de gheaţă care, asociat cu creşterea nivelului apei, produce fracturarea acestuia şi punerea în mişcare a blocurilor de gheaţă, proces cunoscut sub denumirea de **scurgerea sloiurilor.**

Dacă aceste sloiuri ajung într-un sector de râu încă blocat de pod de gheaţă se produc aglomerări de sloiuri, adevărate baraje de gheaţă numite **zăpoare**, cu

consecințe negative, păgubitoare datorită ridicării nivelului de apă în amonte de baraj, ceea ce conduce la producerea inundațiilor.

3.9.2.2. Influența fenomenelor de îngheț asupra apei în râuri

Această influență se apreciază conform următoarelor relații:

$$Q = \Omega C\sqrt{RI} = \frac{\Omega R^{\frac{2}{3}}\sqrt{I}}{n} \qquad (3.114.)$$

unde:

Q - este debitul normal;

n - coeficient de rugozitate;

I - panta suprafeței apei;

Ω - secțiunea de scurgere $\Omega = B \times h$,.

R - raza hidraulică.

Debitul de iarnă este:

$$Q = \Omega C_i\sqrt{R_i I} = \frac{\Omega R_i^{\frac{2}{3}}\sqrt{I}}{n}, \frac{Q_i}{Q} = \left(\frac{R_i}{R}\right)^{\frac{2}{3}} \qquad (3.115.)$$

în condițiile în care h este neglijabil față de B rezultă:

$$R = \frac{\Omega}{B+2h} = \frac{\Omega}{B}, R_i = \frac{\Omega}{2B+2h} = \frac{\Omega}{2B}, \frac{Q_i}{Q} = \left(\frac{\Omega B}{2B\Omega}\right)^{2/3} = \frac{1}{\sqrt{2^2}} = 0{,}65 \qquad (3.116.)$$

Deci debitul de iarna va fi cam 0,7 din debitul de vară în condițiile existenței podului de gheață.

Raportul Q_i/Q se notează cu K_i, numit coeficient de reducere a debitelor de vară pentru perioada podului de gheață. K_i are valori din ce în ce mai mici cu cât grosimea podului de gheață crește. Este evident că la un îngheț total al râului $K_i = 0$. Deci:

$$Q_i = K_i Q \qquad (3.117.)$$

3.9.2.3. Fenomenele de îngheț în România

În **România** gheața la mal şi sloiurile de gheață apar pe majoritatea râurilor în prima şi a doua decadă a lunii decembrie. În zonele muntoase înalte şi pe râurile din nord-estul țării aceste faze apar în a treia decadă a lunii noiembrie. Cea mai timpurie apariție a gheții la mal a fost la 21 octombrie 1965 pe râul Iza la Vad.

Podul de gheață se instalează în a treia decadă a lunii decembrie şi în prima decadă a lunii ianuarie. Datarea mai timpurie a instalării podului de gheață s-a consemnat la 2 noiembrie 1956 pe râul Jijia la Victoria (Fig. 3.73. a.).

Durata podului de gheață este în medie între 20-40 zile pe râurile din vestul țării şi de 60-80 de zile în Maramureş, depresiunile Gheorghieni, Ciucului, Întorsura Buzăului şi în Nordul Moldovei. Perioadele cele mai lungi: 117 zile pe Bistrița Aurie la ph. Dorna Giumalău în iarna 1953-1954, 114 zile pe Olt la ph. Sâncrăieni în iarna 1963-1964.

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dispariția podului de gheață are loc în februarie (prima decadă) pe râurile din vestul țării (Crișuri, Timiș, Bega) și în prima sau a doua decadă a lunii martie în nordul Moldovei și depresiunile intracarpatice.(Fig. 3.73. b.)

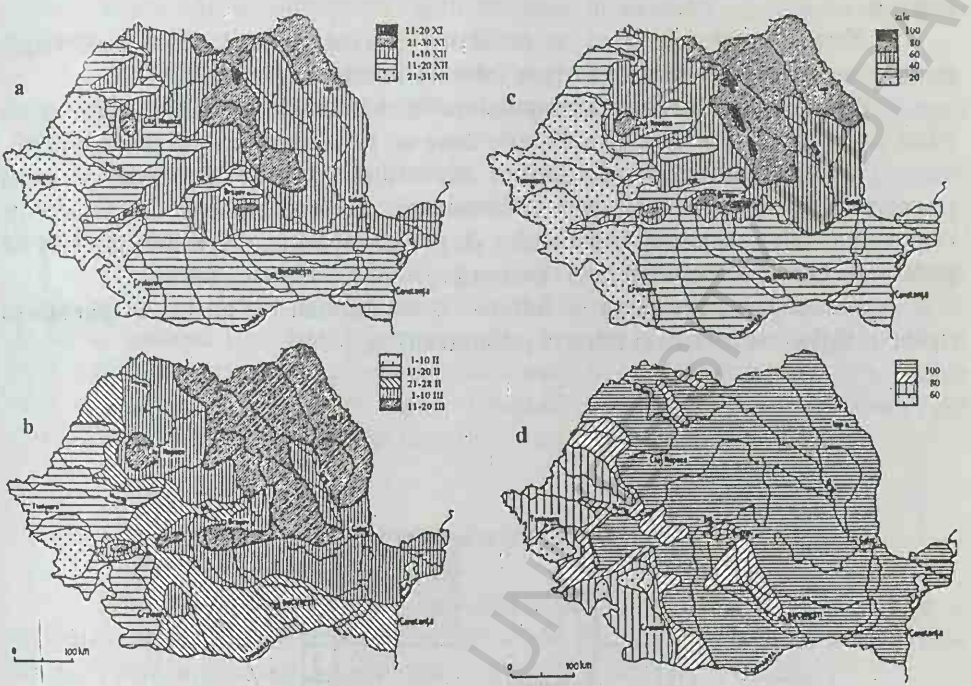


Fig. 3.73. Apariția (a), dispariția (b), durata (c) și frecvența formațiunilor de gheață pe râurile din România (după Geografia României, 1983)

Cea mai târzie dată de dispariție a podului de gheață a fost la 13 aprilie pe Bistrița Aurie la ph. Giumalău în anul 1956.

Durata totală a fenomenelor de gheață variază între 20-40 zile pe râurile din vest și peste 100 zile pe cele din depresiunile intramontene din Transilvania, nordul Carpaților Orientali. Durata cea mai mare a fost în iarna 1953-1954 și 1963-1964 (148 zile în 1953-1954 și 149 zile în 1963-1964 pe Bistrița Aurie la Dorna Giumalăului și 141 zile în 1963-1964 pe Başeu la ph. Săveni) (Fig. 3.73.c).

Formațiunile de gheață și în special podul de gheață reduce cu 30-35% scurgerea lichidă în unii ani (Mureș 1952-1953 și 1971-1972).

Formarea zăpoarelor este frecventă pe Dunărea inferioară iar sectorul aval Galați (Cotul Pisicii) este cel mai periculos necesitând bombardarea podului de gheață și a zăpezilor.

3.9.3.1. Metodologia efectuării observațiilor și instrumente folosite

Pentru **temperatura apei** se folosesc termometre simple la suprafață montate într-o carcasă metalică care la partea inferioară are un rezervor pentru apă.

Pentru adâncime mai mică (câțiva m) se folosesc termometre cu rezervor de apă, termometre reversibile cu mercur care prin răsturnare la adâncimea dorită se întrerupe, coloana de mercur rămânând la temperatura de la adâncimea respectivă.

Termometrele electrice cu rezistență și cele termoelectrice sau punțile termice cu senzori (semiconductori) se folosesc în cercetări speciale.

În rețeaua hidrometrică temperatura se măsoară la posturile hidrometrice odată cu observațiile asupra nivelului (de doua ori pe zi, dimineața și după amiaza).

Pentru **fenomenele de îngheț** observațiile se fac de către persoana (muncitorul hidrometru) de la postul hidrometric care consemnează în carnetul de observații datele și tipurile formațiunilor de gheață (apariție, dispariție) iar în cazul podului de gheață se fac măsurători asupra grosimii în secțiunea mirei.

Pentru grosimea gheții se folosesc două dispozitive: **clupa de gheață** (o riglă cu talpă și un cursor) și **mira răşchitoare** (Fig. 3.74.).

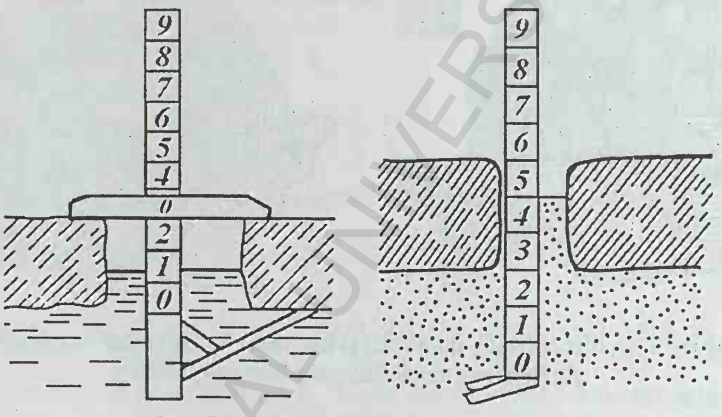


Fig. 3.74. Dispozitive pentru măsurarea podului de gheață: clupa de gheață (stg.) și mira răschitoare (dr.)

Mira răşchitoare este o riglă gradată care se termină la un capăt (la bază) cu o lamă metalică atașată în unghi drept în formă de V.

Și observațiile asupra fenomenelor de îngheț se fac tot de două ori pe zi (orele 7 și 17) ca și pentru niveluri și temperatură.

Pentru grosimea podului de gheață observatorul face o copcă în apropierea mirei hidrometrice și o întreține pe toată perioada acestui fenomen.

3.10. CHIMISMUL ŞI CALITATEA APEI RÂURILOR

3.10.1. Considerații generale

Spectrul chimic, în condiții neinfluențate de activitatea omului, este determinat de condițiile geologice și climatice ale bazinului hidrografic.

Substanțele minerale transportate de râuri în soluție și suspensie provin din solurile și rocile suprafeței de drenaj.

Rocile sunt dezagregate iar prin dizolvare, oxidare şi hidratare, o parte din acest material este antrenat prin soluţie şi mecanic în procesul de scurgere a apei. Din toate mineralele constituente din rocile atacate de apă şi solubile în anumite limite, numai câţiva constituenţi sunt prezenţi în cantităţi apreciabile în apele naturale.

Precipitaţiile atmosferice aduc la suprafaţa bazinului hidrografic puţine cantităţi de substanţe dizolvate, în schimb, umezeala aerului joacă un rol important în meteorizaţia rocilor.

Cantitatea de substanţe dizolvate prin apa rezultată din precipitaţii şi scursă la suprafaţa uscatului, depinde de perioada de timp cât vine în contact cu roca şi natura acesteia.

Componentele dizolvate în apa râurilor şi care se găsesc sub forma diferitelor săruri se numesc ioni, care în funcţie de sarcină, pozitivă sau negativă, se împart în **cationi** (calciu, magneziu, sodiu, potasiu, mai des întâlniţi) şi **anioni** (clor, sulfat, bicarbonatat, carbonatat, nitrat etc.). Totalitatea cationilor şi anionilor care se găsesc în apă, sub raport cantitativ, formează **mineralizarea apei** (concentrarea în săruri sau gradul de mineralizare) exprimat în mg/l sau g/l.

3.10.2. Principalii cationi şi anioni

Dioxidul de carbon din apa precipitaţiilor la care se mai adaugă şi procesele organice prin acţiunea de dizolvare duce la formarea **bicarbonaţilor** (HCO_3^-) care se găsesc din abundenţă în apele naturale.

Carbonaţii (CO_3^{--}) din apele naturale provin de la început din descompunerea feldspaţilor şi dizolvarea calcarelor.

Sulfaţii (SO_4^{--}) în cantităţi mari în apa râurilor provin din dizolvarea gipsului, iar în anumite regiuni din sărurile reziduale acumulate în procesul irigaţiilor.

Clorurile (Cl^-) sunt prezente în cantităţi mici în cea mai mare parte a apelor de suprafaţă, dar există în concentraţii mari în apele care drenează regiuni cu roci sedimentare de origine marină.

Nitraţii (NO_3^-) sunt de regulă prezenţi în cantităţi mici în apele naturale dar pot fi în cantităţi mari în apele care drenează solurile bogate în aceste substanţe.

Calciu, magneziu, sodiu şi potasiu sunt constituenţi comuni în toate apele de suprafaţă.

Calciu (Ca^{++}) **şi magneziu** (Mg^{++}) predomină, de regulă, în apele care drenează roci carbonatate (calcită, dolomitul, gipsul, magnezitul şi mica).

Sodiul (Na^+) este predominant în apele care drenează regiunile aride iar potasiul (K^+) se găseşte în cantităţi mici în apele naturale. Apele care drenează roci vulcanice au cantităţi mici de substanţe minerale dizolvate şi în suspensie.

Alţi cationi şi anioni. Mulţi cationi care sunt semnificativi în anumite condiţii provin din apele uzate de la diferite obiective industriale cum ar fi: cromul, seleniu, arseniu, bariu, cadmiu, cupru, zinc etc.

O menţiune specială se face asupra fierului care în stare ionică se găseşte ca fier bivalent (Fe^{++}) şi fier trivalent (Fe^{+++}), sub formă de coloizi şi compuşi ai fierului cu substanţe organice de natură humică.

Apele de suprafață şi cele subterane conțin o cantitate mică de fier şi este transportat în cea mai mare parte de particulele minerale şi organice care îl încorporează.

Şi în cazul altor anioni ca: bromura, nitritul, fosfatul, cianura, provin din apele uzate menajere şi industriale. Astfel, bromura poate proveni din industria farmaceutică şi din apele influențate de cele marine; nitritul este oxidat în apele de suprafață în nitrat care este utilizat în procesul de fotosinteză.

Fosfații ca şi nitrații sunt folosiți de plante şi rezultă în cantități mari datorită spălării terenurilor fertilizate şi din apele menajere.

3.10.3. Compuşii nonionici

Dioxidul de siliciu (SiO_2) sau silicea provine din spălarea de către ape a rocilor vulcanice. Fenolul în condiții naturale de ape nepoluate se găseşte extrem de rar, dar devine abundent în apele provenite de la fabricile chimice sau de la rafinării. Datorită mirosului neplăcut aceste ape sunt improprii pentru alimentarea cu apă potabilă şi chiar pentru alte scopuri, fapt ce impune clorinarea şi epurarea lor. Dintre alți compuşi se mai pot menționa substanțele petrolifere şi detergenții.

3.10.4. Gazele dizolvate

Cele mai semnificative sunt: **oxigenul** (O_2), **dioxidul de carbon** (CO_2) **hidrogenul sulfurat** (H_2S) **şi metanul** (CH_4).

Oxigenul care în atmosferă formează 20,95 %, în apă prezintă o importanță deosebită prin faptul că asigură condiția pentru dezvoltarea organismelor acvatice. Oxigenul din apă provine din atmosferă şi din procesul de fotosinteză. Proliferarea algelor în condițiile unor mari cantități de nitrați, fosfați are drept consecință eutrofizarea apelor şi o suprasaturare în oxigen. Cantitatea de oxigen dizolvat variază direct proporțional cu temperatura. (Tab. 3. 11).

Dizolvarea oxigenului din aer în apă şi transmiterea în adâncime se face prin convecție termică, curenți, amestec turbulent, iar degajarea în atmosferă prin procesul de fotosinteză când devine suprasaturat, prin oxidare a substanțelor organice.

Cantitatea de oxigen dizolvat în apă se exprimă în mg/l şi în procente în raport cu conținutul său normal la temperatura şi presiunea corespunzătoare, potrivit relației:

$$O_2\% = \frac{C}{C_2} \cdot 100 \qquad (3.118.)$$

unde:

C este concentrația oxigenului dizolvat în proba analizată

Co - concentrația de saturație a oxigenului la temperatura pe care a avut-o proba în momentul recoltării.

BCU IAŞI - OLTEANU UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.11. Dizolvarea oxigenului în apă (mg/l) în funcție de temperatură şi la presiunea de 760 mm Hg

Tem pera tura °C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0.	14,16	14,12	14,08	14,04	14,00	13,97	13,93	13,89	13,85	13,81
1.	13,77	13,74	13,70	13,66	13,63	13,59	13,55	13,51	13,48	13,44
2.	13,40	13,37	13,33	13,30	13,26	13,22	13,19	13,15	13,12	13,08
3.	13,05	13,01	12,98	12,94	12,91	12,87	12,84	12,81	12,77	12,74
4.	12,70	12,67	12,64	12,60	12,57	12,54	12,51	12,47	12,44	12,41
5.	12,37	12,34	12,31	12,28	12,25	12,22	12,18	12,15	12,12	12,09
6.	12,06	12,03	12,00	11,97	11,94	11,91	11,88	11,85	11,82	11,79
7.	11,76	11,73	11,70	11,67	11,64	11,61	11,58	11,55	11,52	11,50
8.	11,47	11,44	11,41	11,38	11,36	11,33	11,30	11,27	11,25	11,22
9.	11,19	11,16	11,14	11,11	11,08	11,06	11,03	11,00	10,98	10,95
10.	10,92	10,90	10,87	10,85	10,82	10,80	10,77	10,75	10,72	10,70
11.	10,67	10,65	10,62	10,60	10,57	10,55	10,53	10,50	10,48	10,45
12.	10,42	10,40	10,38	10,36	10,34	10,31	10,29	10,27	10,24	10,22
13.	10,20	10,17	10,15	10,13	10,11	10,09	10,06	10,04	10,02	10,00
14.	9,98	9,95	9,93	9,91	9,89	9,87	9,85	9,83	9,81	9,78
15.	9,76	9,74	9,72	9,70	9,68	9,66	9,64	9,62	9,60	9,58
16.	9,56	9,54	9,52	9,50	9,48	9,46	9,45	9,43	9,41	9,39
17.	9,37	9,35	9,33	9,31	9,30	9,28	9,26	9,24	9,22	9,20
18.	9,18	9,17	9,15	9,13	9,12	9,10	9,08	9,06	9,04	9,03
19.	9,01	8,99	8,98	8,96	8,94	8,93	8,91	8,89	8,88	8,86
20.	8,84	8,83	8,81	8,79	8,78	8,76	8,75	8,73	8,71	8,70
21.	8,68	8,67	8,65	8,64	8,62	8,61	8,59	8,58	8,56	8,55
22.	8,53	8,52	8,50	8,49	8,47	8,46	8,44	8,43	8,41	8,40
23.	8,38	8,37	8,36	8,34	8,33	8,32	8,30	8,29	8,27	8,26
24.	8,25	8,23	8,22	8,21	8,19	8,18	8,17	8,15	8,14	8,13
25.	8,11	8,10	8,09	8,07	8,06	8,05	8,04	8,02	8,01	8,00
26.	7,99	7,97	7,96	7,95	7,94	7,92	7,91	7,90	7,89	7,88
27.	7,86	7,85	7,84	7,83	7,82	7,81	7,79	7,78	7,77	7,76
28.	7,75	7,74	7,72	7,71	7,70	7,69	7,68	7,67	7,66	7,65
29.	7,64	7,62	7,61	7,60	7,59	7,58	7,57	7,56	7,55	7,54
30.	7,53	7,52	7,51	7,50	7,48	7,47	7,46	7,45	7,44	7,43
31.	7,42	7,41	7,40	7,39	7,38	7,37	7,36	7,35	7,34	7,33
32.	7,32	7,31	7,30	7,29	7,28	7,27	7,26	7,25	7,24	7,23
33.	7,22	7,21	7,20	7,20	7,19	7,18	7,17	7,16	7,15	7,14
34.	7,13	7,12	7,11	7,10	7,09	7,08	7,07	7,06	7,05	7,05
35.	7,04	7,03	7,02	7,01	7,00	6,99	6,98	6,97	6,96	6,95

În mod obişnuit cantitatea de oxigen dizolvat este mai mică decât valoarea de saturație. Diferența este şi mai mare când în apă sunt substanțe organice în descompunere care consumă oxigen în procesele de oxidare (Fig. 3.75.).

Evoluția oxigenului dizolvat în 24 de ore este evidentă - mai mare ziua, spre saturație datorită procesului de fotosinteză şi scăzut noaptea când acesta încetează.

În funcție de cantitatea oxigenului se poate face o clasificare a calității apei. Cu cât cantitatea de oxigen este mai mică cu atât impurificarea apelor este mai mare.

Tot pentru aprecierea calității apelor se consideră consumul chimic de oxigen (CCO) şi consumul biochimic de oxigen (CBO). Aceşti indicatori reflectă cererea şi consumul chimic şi biochimic de oxigen pentru satisfacerea procesului de descompunere a materiei organice prin intermediul carbonaților, azotaților şi a altor compuşi chimici descompunători.

Factori de corecţie a oxigenului la diferite altitudini

Altitud. (m)	Presiune (mm)	Factor
0	760	1,00
100	750	1,01
200	741	1,03
300	732	1,04
400	723	1,05
500	714	1,06
600	709	1,08
700	696	1,09
800	687	1,11
900	679	1,12
1000	671	1,13
1100	663	1,15
1200	655	1,16
1300	647	1,17
1400	639	1,19
1500	631	1,20
1600	623	1,22
1700	615	1,24
1800	608	1,25
1900	601	1,26
2000	594	1,28
2100	587	1,30
2200	580	1,31
2300	573	1,33
2400	566	1,34
2500	560	1,36

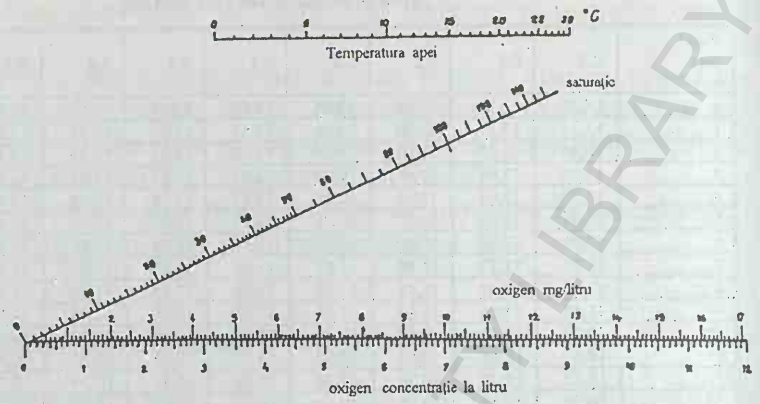


Fig. 3.75. Nomogramă pentru determinarea saturaţiei oxigenului la diferite temperaturi şi altitudini (după Mortimer)

Dioxidul de carbon (CO_2) (în atmosferă ocupă 0,033%) în apă este în relaţie cu pH-ul şi alcalinitatea.

Dizolvarea CO_2 în apa se face potrivit relaţiei:

$$C = Kp \qquad (3.119.)$$

unde:

C - este CO_2 în mg/l

p - presiunea parţială în atmosferă;

K - factor de proporţionalitate care are valori în funcţie de temperatură.

Astfel, CO_2 la presiunea de 0,0033 atm şi 10 °C are valoarea:

$C = 2319 \times 0{,}0033 = 0{,}76$ mg/l (Tab. 3.12.)

Tabelul 3.12. Relaţii dintre temperaturi (°C) şi factorul K

T°C	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20
K	3347	3091	2872	2681	2494	2319	2166	2033	1904	1789	1689

Dioxidul de carbon dizolvat în apă trece în acid carbonic şi acesta mai departe prin disociere în bicarbonatat şi carbonatat conform relaţiilor:

$$CO_2 + H_2O \Leftrightarrow H_2CO_3,\ H_2CO_3 \Leftrightarrow H^+ + HCO_3^-;\ HCO_3^- \Leftrightarrow H + CO_3^{--} \qquad (3.120.)$$

În condiţiile variate din natură cu prezenţa cationilor de Ca, Mg şi Na în ape, pe lângă CO_2 şi H_2CO_3 se mai găsesc CO_3^{--} şi HCO_3^{--}. Dioxidul de carbon se găseşte în apă sub trei forme - nedisociat, parţial disociat şi disociat. Suma acestora dau CO_2 total. Raportul dintre aceste trei forme ale CO_2 depinde de pH-ul soluţiei. Se apreciază că pH = 4,5 este limita inferioară a existenţei CO_2-lui liber şi respectiv limita inferioară a CO_2-lui din carbonaţi.

Dioxidul de carbon se realizează prin procesele de oxidare şi se consumă prin fotosinteză şi eliminare în atmosferă în faza de saturaţie.

Consumul ridicat de CO_2 liber determină agresivitatea apei şi deci coroziunea betonului, metalelor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Hidrogenul sulfurat (H_2S) se întâlneşte în apele subterane mai frecvent şi în cele de suprafaţă mai rar. Este foarte solubil - în apele de suprafaţă în procesul descompunerii substanţelor organice cu consum de oxigen şi prin reducerea sulfaţilor din sedimentele sapropelice de fund. H_2S este frecvent în apele reziduale cu impurităţi organice în descompunere. Îndepărtarea lui se face prin agitare (vânturare). Apele cu H_2S sunt agresive datorită mediului prielnic de dezvoltare a bacteriilor.

Prezenţa H_2S în apele subterane nu este nocivă ci dimpotrivă are efect curativ.

Metanul (CH_4) este asociat cu apele de zăcământ petrolifer şi gazeifer, în izvoarele care spală şisturi bituminoase. Împreună cu CH_4 se mai găsesc gazele: CO_2, N_2, H_2S, H_2 şi O_2. Atât metanul cât şi celelalte gaze provin din descompunerea substanţelor organice din maluri pe seama activităţii microorganismelor.

3.10.5. Principalele caracteristici fizico-chimice ale apelor râurilor

Prezenţa în apele râurilor a multor constituenţi ionici şi nonionici conferă acestora anumite caracteristici calitative care pot fi numite proprietăţi.

În continuare se vor prezenta cele mai importante proprietăţi ale apelor râurilor care sunt în strânsă legătură cu calitatea acestora.

Duritatea (°dh) este dată de suma cationilor metalici şi îndeosebi a celor alcalini - calciu şi magneziu. Duritatea se exprimă în grade franceze, engleze, germane, americane.

La noi, în România, este adoptată duritatea exprimată în grade germane şi corespunde a 10 mg/l de CaO (sau 7,14 mg/l de MgO sau 24,3 mg/l de $CaCO_3$). Gradul de duritate francez corespunde a 10 mg/l $CaC0_3$ sau 5,728 mg/l CaO.

Exprimarea durităţii în miliechivalenţi de Ca^{++}, Mg^{++}, HCO_3^-, se calculează astfel: 1 miliechivalent de duritate corespunde la 20,04 mg/l Ca^{++} sau 12,16 mg/l Mg^{++}, deci egal cu 2,8 grade germane. Deci, pentru aflarea durităţii în grade germane se înmulţeşte suma miliechivalenţilor de Ca^{++} şi Mg^{++} cu 2,8° dh.

Duritatea poate fi: **totală, temporară** sau **permanentă**.

Duritatea totală este suma (concentraţia) cationilor alcalino-pământoşi (calciu şi magneziu).

Duritatea temporară reprezintă partea corespunzătoare a cationilor de Ca şi Mg legaţi de carbonaţi şi bicarbonaţi (duritate carbonatică) care dispare la fierbere.

Duritatea permanentă reprezintă partea din duritate legată de anioni - sulfaţi, cloruri, azotaţi (duritate necarbonatică).

După gradul de duritate apele se împarte în patru categorii:

-foarte moi (0- 3° dhF, 0-2° dhG);

-moi (3-15° dhF, 2-8° dhG);

-dure (15-30° dhF, 8- 17° dhG);

-foarte dure (peste 30° dhF şi 17° dhG).

Cunoaşterea durităţii este importantă în folosirea apelor în industrie, irigaţii şi alimentare cu apă potabilă.

Alcalinitatea este capacitatea apei de a neutraliza acizii prin legarea acestora cu o cantitate echivalentă a unor componente. Alcalinitatea se datorează la început prezenţei în apă a hidroxidului, carbonatului şi bicarbonatului. La conturarea (accentuarea) alcalinităţii contribuie, dar mai puţin semnificativ, şi boratul, fosfatul, silicatul şi alţi ioni constituenţi. Ca şi în cazul durităţii, alcalinitatea este, de obicei, exprimată ca echivalentul cantităţii de $CaCO_3$.

Alcalinitatea se determină prin cantitatea de acid tare titrat până se înlocuieşte suma anionilor implicaţi, respectiv până pH-ul ajunge la valoarea 4,5.

Alcalinitatea totală este egală cu duritatea carbonatică şi corespunde conţinutului în ionii de bicarbonaţi.

Aciditatea este capacitatea apei de a neutraliza prin prezenţa acidului carbonic a acizilor minerali liberi, o cantitate echivalentă de componenţi bazici.

Aciditatea se determină prin cantitatea de substanţe bazice tari necesară înlocuirii cationilor.

Aciditatea naturală în ape este dată de acizii humici şi acizii organici slabi. De regulă, în apele acide pH-ul este sub 4,5. În apele naturale şi îndeosebi în cele subterane, aciditatea este dată de concentrarea mare a dioxidului de carbon dizolvat şi liber.

Ca şi în cazul alcalinităţii, aciditatea este exprimată ca echivalentul cantităţii de $CaCO_3$.

Concentraţia ionilor de hidrogen (pH) se defineşte ca logaritmul negativ în baza 10 a ionilor de hidrogen (H^+), adică:

$$pH=-\log(H^+) \text{ sau } pH=\log 1/(H^+) \qquad (3.121.)$$

Ionii de hidrogen provin din scindarea moleculelor de apă care se face în raportul de 1/10 milioane potrivit relaţiei:

$$H_2O=H^+ +OH. \qquad (3.122.)$$

În apa chimic pură la temperatura de + 25°C concentraţiile ambilor ioni sunt egale cu valoarea de 10-7 ceea ce semnifică un pH = 7 şi o situaţie neutră faţă de care prin creşterea concentraţiilor ionilor de H^+ (pH sub 7 către 0) reprezintă domeniul apelor acide şi invers prin scăderea acestuia şi creşterea (OH^- adică pH peste 7 spre 14 înseamnă domeniul apelor bazice. Deci scala pH-ului variază între 0 şi 14 (Tab. 3.13.)

Tabelul 3.13. Valorile pH-ului apei în funcţie de concentraţia de H+

H^+	1	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-10}	10^{-11}	10^{-12}	10^{-13}	10^{-14}
pH	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	foarte acide			acide		slab acide		neutru	slab alcaline		alcaline		foarte alcaline		
	mediu acid							neutru	mediu bazic						

Concentraţia ionilor de hidrogen, respectiv pH-ul este direct proporţională cu cantitatea existentă în apă a acidului carbonic (H_2CO_3) şi invers proporţională cu bicarbonatul (HCO_3). Apele cu conţinut bogat în CO_2 au un pH scăzut şi invers.

Valoarea pH-ului în apele naturale variază, de regulă, între 6 şi 8,5. pH-ul şi constituie un indicator important pentru ape în scopul folosirii lor în diferite scopuri.

Concentraţia ionilor de hidrogen, respectiv pH-ul este direct proporţională cu cantitatea existentă în apă a acidului carbonic (H_2CO_3) şi invers proporţională cu bicarbonatul (HCO_3). Apele cu conţinut bogat în CO_2 au un pH scăzut şi invers.

Valoarea pH-ului în apele naturale variază, de regulă, între 6 şi 8,5. pH-ul şi constituie un indicator important pentru ape în scopul folosirii lor în diferite scopuri.

Conductivitatea electrică este capacitatea apelor de a conduce curentul electric. Unitatea standard pentru aprecierea conductivităţii electrice este **conductanţa electrică specifică**, care este capacitatea unui volum dintr-o soluţie cu latura de 1 cm de a conduce curentul electric, deci valoarea inversă a rezistenţei electrice a unei soluţii ce se găseşte între doi electrozi la o distanţă de 1 cm şi cu o suprafaţă de 1 cm^2. Conductivitatea electrică, ca unitate de măsură se notează cu **mhO**. În raport cu cea a rezistenţei electrice care este **Ohm**. În practică se foloseşte **micromho** (μ**mho**) care este a miliona parte dintr-un **mhO**.

Întrucât conductivitatea electrică, pe lângă cantitatea de săruri dizolvate în apă, depinde şi de temperatură şi aceasta fiind determinată la 25°C, toate celelalte aprecieri trebuie să se raporteze la acest prag termic.

Valorile conductivităţii electrice sunt scăzute în apele bogate în bicarbonat de calciu şi sulfat de calciu şi ridicate la cele sărace, adică bogate în clorură de sodiu. Există o corelaţie strânsă între valoarea conductivităţii electrice şi cantitatea de sare dizolvată. Validitatea acestei corelaţii devine nesigură la o conductivitate mai mare de 50 000 micromho. Pe baza acestei corelaţii şi a numeroase experimentări în teren s-a stabilit şi ecuaţia de tipul:

$$\log M = 0{,}1229 \log^2 R - 1{,}81 \log R + 7{,}22. \qquad (3.123.)$$

unde:

M - este mineralizarea totală a apei în mg/l;

R - rezistenţa specifică la 20°C exprimată în ohm×cm.

În continuare dăm câteva valori ale conductivităţii electrice a apei:

-**apa distilată** în laborator între 0,5 şi 5,0 micromho;

-**apa de ploaie** între 5,0 şi 30 micromho;

-**apa subterană potabilă** între 30 şi 2000 micromho;

-**apa de mare (oceanică)** între 45.000 şi 55.000 micromho.

Se poate aprecia că prin măsurătorile de conductivitate electrică (la temperaturi între 20 şi 25°C) acestea pot constitui criterii de apreciere a mineralizării apei, adică a concentraţiilor de electroliţi minerali şi organici. Aceste aprecieri se pot aplica apelor subterane şi celor de suprafaţă şi la unele ape reziduale, dar în limita a 24 de ore de la prelevarea probelor în teren.

Radioactivitatea apelor este dată de prezenţa degajărilor gazoase de radium (radon) şi a sărurilor radioactive solubile (uraniu, toriu, potasiu). Apele subterane au, de regulă, o radioactivitate naturală mai mare decât apele de suprafaţă. Apele reziduale au radioactivitate ridicată în funcţie de tipul şi gradul de concentrare a poluanţilor.

Radioactivitatea se schimbă în timp datorită instabilităţii gazelor care conferă aceasta proprietate.

Radioactivitatea se măsoară cu aparate de tip Geiger-Muller şi se exprimă în **emane, unitate mache (UM)** sau **Curie**.

Unitatea mache constă în concentraţia de radon la litrul de apă care emite o radiaţie de 0,001 unităţi electrostatice şi este egală cu circa 3,6 emane (10-3 unităţi electrostatice).

Unitatea Curie este cantitatea de emanaţii în echilibru cu 1g de radium element. Se consideră ape radioactive atunci când valoarea este de peste 3,5 UM sau 0,001274 milimicrocurie.

Densitatea ca mărime fizică se defineşte prin raportul dintre masă şi volumul corpului analizat şi se exprima în g/cm^3 sau kg/m^3.

Densitatea se schimbă în funcţie de temperatură, de presiune, starea de agregare sau structura internă a corpului respectiv, în cazul nostru apa. Apa distilată are densitatea maxima la +4°C şi la presiune normală (Fig. 3.76.).

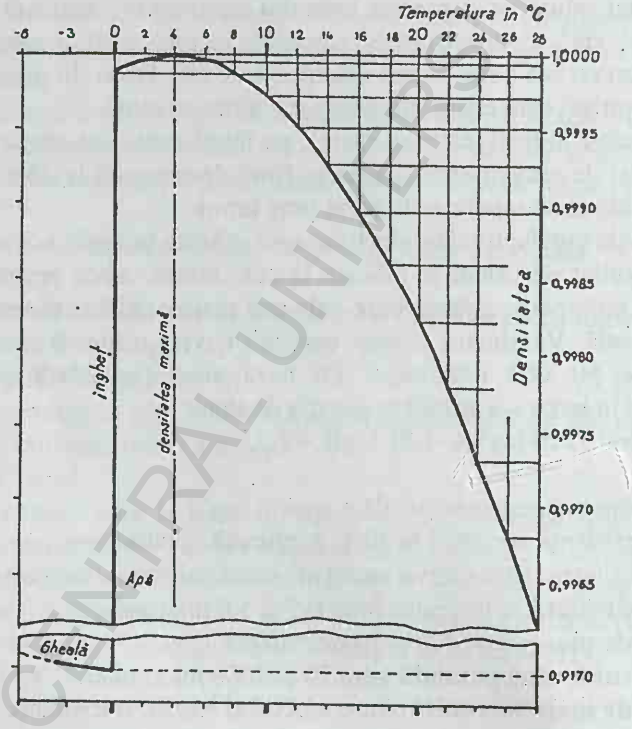


Fig. 3.76. Variaţia densităţii apei pure în raport cu temperatura

Densitatea apei determină, în mod normal, stratificarea termică a apelor pe adâncime (mai mică la suprafaţă şi mai mare spre adâncime).

Densitatea apei variază şi în funcţie de gradul de mineralizare a apei, fiind mai mare, peste valoarea 1 la mineralizări ridicate.

Diferenţierea densităţii se remarcă în cazul apei lacurilor sărate şi a apei de mare. În cazul apei râurilor, datorită omogenizării temperaturii şi mineralizării, nu se remarcă diferenţieri în valoarea densităţii.

Transparenţa este în funcţie de turbiditate şi substanţele minerale şi organice în suspensie. Transparenţa se măsoară în teren prin introducerea în apă a

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unui disc alb cu diametrul de 30 cm (discul Secchi). În momentul în care, pe timp senin, nu se mai percepe conturul discului, se apreciază transparența exprimată în cm (m). Se practică și este valabilă această metodă în cazul lacurilor și mărilor.

În laborator, transparența se măsoară cu instrumentul numit fotometru.

Culoarea este dată în cazul apelor, de materialele existente în soluție, cum ar fi compușii organici, rezultați din descompunerea vegetației și a organismelor de tipul planctonului. De asemenea, culoarea este determinată și de apele reziduale deversate.

Dintre metale, fierul determină o culoare brun-roșcată. Culoarea se determină în laborator cu aparate numite colorimetre potrivit unei scale (Forel-Uhle) constituită din 21 eprubete colorate de la albastru la brun închis.

Gustul este dat de existența substanțelor dizolvate atât pe cale naturală cât și prin deversarea diferitelor substanțe. Se apreciază organoleptic în cazul apelor potabile. Gustul apei se apreciază ca: dulce, sărat, amar, acru, la care se mai adaugă gustul alcalin, metalic, de rugină. Gustul se determină la temperatura prelevării probei și la 40° C.

Mirosul rezultă din substanțele volatile mirositoare existente în apă pe cale naturală sau antropică. Mirosurile des întâlnite sunt: cele date de H_2S (hidrogen sulfurat), de poluanții fecaloid-menajeri, de la obiectivele industriale.

Turbiditatea dată de substanțele anorganice și organice în suspensie (se tratează la scurgerea solidă).

Cererea de oxigen (CO și CBO) (tratat la oxigenul dizolvat).

Procentul de sodiu constituie o proprietate importantă pentru apele de irigație și este dat de cantitatea acestuia în raport cu concentrația cationică și se calculează astfel:

$$\%Na = \frac{Na^{+} \cdot 100}{Na^{+} + Ca^{++} + Mg^{++} + K^{+}} \qquad (3.124.)$$

exprimat în miliechivalenți.

Rata de absorbție a sodiului (SAR) se calculează potrivit relației:

$$SAR = \frac{Na^{+}}{\sqrt{\frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{2}}} \qquad (3.125.)$$

exprimată în miliechivalenți și este importantă pentru capacitatea solului de absorbție a sodiului din apele de irigație.

3.10.6. Clasificarea apelor naturale după compoziția chimică

Așa cum s-a menționat la început, în apă se găsesc dizolvate, în diferite proporții substanțe chimice (cationi și anioni).

Pentru categorisirea acestor ape, buletinele de analiză chimică rezultate din analiza probelor de apă prelevate din secțiuni standard (posturi hidrometrice) sunt prelucrate și interpretate fie numai sub formă tabelară, fie grafic (reprezentarea grafică).

BUCUREȘTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru această împărțire, prima secvență constă în alinierea rezultatelor, transformarea cantităților exprimate mg/l sau g/l în % sau în miliechivalenți. (Tab. 3.14.)

Tabelul 3.14. Greutăți echivalente şi coeficienți de transformare pentru cationii şi ionii principali

Cationi	Greutatea echivalentă	Coeficient	Anioni	Greutatea echivalentă	Coeficient
Al^{+++}	8,9938	0,11118	Br^{-}	79,904	0, 01251
Ca^{++}	20,040	0,049900	Cl^{-}	35,453	0,02820
Fe^{++}	27,9235	0,03581	CO_3^{--}	30,0046	0,03332
Fe^{+++}	18,6157	0,05371	HCO_3^{-}	61,0172	0,01638
K^{+}	39,102	0,02557	HPO_4^{--}	47,9897	0,02083
Mg^{++}	12,1525	0,08228	I^{-}	126,9045	0,00787
Mn^{++}	27,469	0,03640	NO_2^{-}	46,0055	0,02173
NH_4^{+}	18,0387	0,05543	NO_3^{-}	62,0049	0,016127
Na^{++}	22,9898	0,04349	PO_4^{---}	31,6571	0,03158
Pb^{++}	103,96	0,00965	SO_4^{--}	48,0288	0,02082
Zn^{++}	32,685	0,03059	SiO_3^{--}	38,042	0,02628

În literatura de specialitate s-au emis multe clasificări, unele dintre ele vizând o anumită utilizare a apelor, altele pentru apele subterane sau de suprafață.

De regulă, în definirea unei categorii hidrochimice primul termen (prima parte) o reprezintă anionul principal: HCO_3^{--} care desemnează o apă **bicarbonatată** (bicarbonatică), CO_3^{--} - o apă **carbonatată**, SO_4 o apă **sulfatată** (sulfatică), Cl^{-} clorurată (clorurică). Deci acești patru anioni conferă şi denumirea a patru clase hidrochimice sau grupe. În continuare se ia în considerare ponderea cationilor principali şi anume: Ca^{++}, Mg^{++}, Na^{+} care definesc tipul hidrochimic. De exemplu: apă bicarbonatat calcică, sulfatat calcică, clorurat sodică şi multe alte combinații (Tab. 3.15.).

Tabelul 3.15. Clasificarea apelor naturale după O.A. Alekin

	Ape naturale								
Clase	Bicarbonatate			Sulfatate			Clorurate		
Grupe	Ca	Mg	Na	Ca	Mg	Na	Ca	Mg	Na

În clasificarea lui O. A. Alekin (1952) întâlnim cele trei clase de bază (bicarbonatate, sulfatate şi clorurate) care la rândul lor fiecare poate forma trei grupe după ponderea cationului (Ca, Mg, Na) iar aceştia fiecare în trei tipuri, astfel că pot fi 9 grupe şi 27 tipuri.

Fiecare tip poate fi notat prin simboluri şi anume: C_{II}^{Ca} - bicarbonatată calcică tipul II sau S_{III}^{Mg} - sulfatat magneziană tipul III.

Pentru definirea tipului se folosesc următoarele relații:

I. $HCO_3 > Ca + Mg$ (3.126.)

II. $HCO_3 < Ca + Mg < HCO_3 + SO_4$; (3.127.)

III. $HCO_3 + SO_4 < Ca + Mg$ sau $Cl > Na$ (3.128.)

În clasificarea lui V. A. Sulin se deosebesc 4 tipuri de ape, şi anume: sulfato-sodice, hidrocarbonato-sodice, cloruro-magneziene şi cloruro-calcice cu mai multe grupe, clase şi subgrupe iar pentru fiecare precizându-se originea apelor-continentală, marină şi de adâncime (subterane) (Tab. 3.16.).

Tabelul 3.16. Clasificarea apelor naturale (după Sulin)

Tipul	Grupa	Clasa	Subgrupa	Originea apei
I Sulfato-sodic $r\frac{Na-Cl}{SO_4}<1$	Hidrocarbonaţi	A_2	Ca; Mg	Continentală
	Sulfaţi	S_1	Ca; Mg	
		S_2	Ca; Mg; Na	
	Cloruri	S_1	Ca; Mg; Na	
II Hidrocarbonato-sodic ($NaHCO_3$) $r\frac{Na-Cl}{SO_4}>1$	Hidrocarbonaţi	A_2	Ca; Mg; Na	Continentală
		A_1	Na	
		S_1	Na	
	Sulfaţi	S_1	Na	
	Cloruri	S_1	Na	
III Cloruro-magnezian ($MgCl_2$) $r\frac{Cl-Na}{Mg}<1$	Hidrocarbonaţi	A_2	Ca; Mg	Marină
	Sulfaţi	S_2	Ca; Mg	
		S_1	Ca; Mg	
	Cloruri	S_1	Ca; Mg; Na	
		S_2	Ca; Mg	
IV Cloruro-calcic ($CaCl_2$) $r\frac{Cl-Na}{Mg}>1$	Hidrocarbonaţi	A_2	Ca; Mg	De mare adâncime
	Sulfaţi	S_2	Ca; Mg	
		S_1	Ca; Mg	
	Cloruri	S_1	Ca; Mg; Na	
		S_2	Ca; Mg	

3.10.7. Clasificarea apelor după gradul de mineralizare

Totalitatea ionilor dizolvaţi în apă definesc **gradul de mineralizare**. În funcţie de gradul de mineralizare (concentraţia în săruri) apele se împart în: **dulci** (< 1g/l), **salmastre** (1-25 g/l), **sărate** (25-50 g/l) şi **suprasărate** (> 50 g/l).

La o mineralizare a apei până la 1 g se exprimă în mg/l.

Limita dintre apa dulce şi salmastră este dată de perceperea gustului sărat de către om. Cea dintre salmastru şi sărat s-a stabilit la pragul de 24,629 g/l în care temperatura apei la care îngheaţă (- 1,33° C) este egală cu densitatea maximă. A treia limită, dintre apele sărate şi cele suprasărate, de 50 g/l s-a luat în considerare

RCUAIASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

deoarece acest prag se găseşte numai în lacurile situate pe masive de sare sau în regiuni aride sau semiaride.

Evident că în ceea ce priveşte mineralizarea apei din râuri aceasta este, de regulă, sub 1 g/l şi rareori peste acest prag, atunci când primesc ape de pe masive de sare sau afluenţi din lacurile sărate.

De asemenea şi tipul hidrochimic, în majoritatea cazurilor, este bicarbonatat calcic şi cu unele combinaţii în ceea ce priveşte participarea cationilor.

Menţionăm, de asemenea, că tipul hidrochimic nu este stabil, acesta suferind unele metamorfozări (treceri de la o clasă la alta şi de la un tip la altul). În acest sens se dă următoarea schemă de metamorfozare:

Acest proces este des întâlnit în cazul apelor stagnate (lacuri).

condiţii de aridizare
clasa bicarbonatată (carbonatată ↔ sulfatată ↔ clorurată)
condiţii de pluvozitate

3.10.8. Reprezentarea grafică a compoziţiei chimice a apei

Ca şi în cazul clasificărilor şi reprezentarea grafică abundă în sisteme sub formă de: coloane (histograme), circulare, radiare, pătrate, triunghiulare, rombice, semilogaritmice etc. În toate aceste reprezentări analizele chimice, respectiv valorile cationilor şi anionilor se transformă în miliechivalenţi sau în procente. (Fig. 3.77., 3.78., 3.79.)

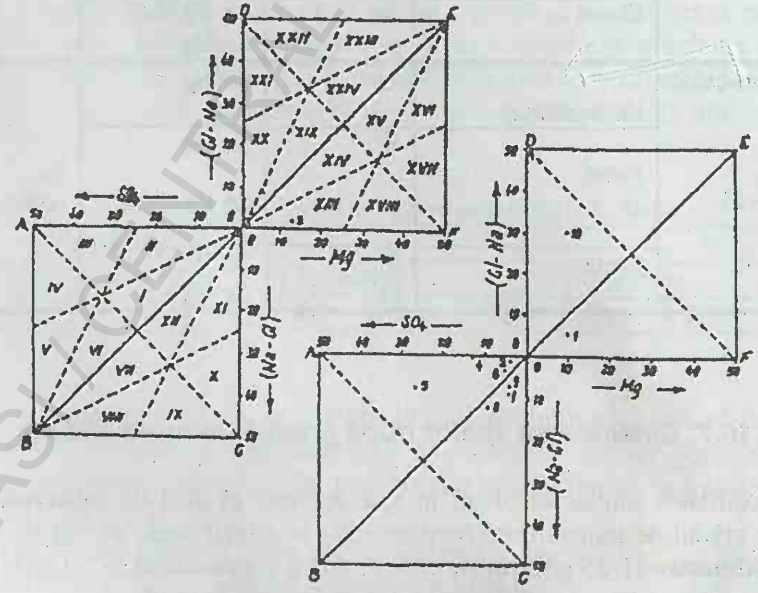


Fig. 3.77. Diagrama Sulin – modul de compartimentare şi înscrierea analizelor

Pentru exemplificare se dau câteva modele de reprezentare grafică şi tabelul de recalculare din mg/l în miliechivalenţi (vezi tab. 3.14.)

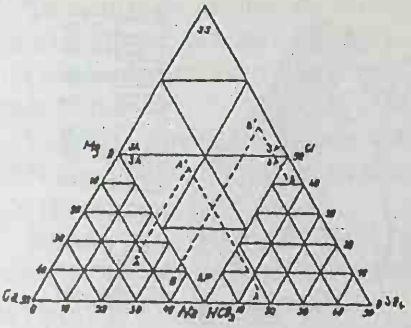


Fig. 3.78. Diagrama Langelier
(A – analiza 1; B – analiza 7)

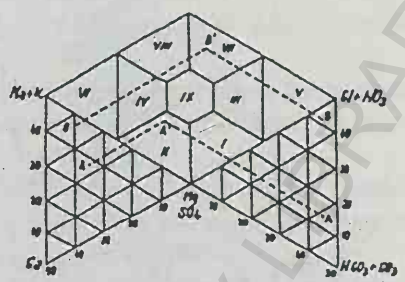


Fig. 3.79. Diagrama Hill
(A – analiza 1; B – analiza 7)

3.10.9. Chimismul apelor râurilor din România şi calitatea acestora

Aşa cum s-a arătat la începutul acestui capitol compoziţia chimică a apei din râuri este condiţionată de compoziţia rocilor şi solurilor bazinelor de recepţie, de condiţiile climatice (precipitaţii şi evapotranspiraţie) cât şi de activitatea omului.

Ca urmare a acestor condiţionări se remarcă o regionare a claselor hidrochimice şi a gradului de mineralizare, pe unităţi de relief - munte, podiş şi câmpie, cu unele excepţii în cazul masivelor de sare.

Astfel, în zona muntoasă mineralizarea este în jur de 100 mg/l şi tipul hidrochimic bicarbonat, iar în zona de câmpie mineralizarea variază între 600-1000 mg/l în cadrul tipurilor bicarbonatat, sulfatat şi clorurat. În cazul alimentării subterane mai bogate într-un sector de râu care se pune mai bine în evidenţă în timpul apelor mici de vară - toamnă, mineralizarea este mai ridicată şi tipul hidrochimic este diferit faţă de cel obişnuit. În general, cu posibilitatea de generalizare, gradul de mineralizare pentru arterele hidrografice mai semnificative creşte de la izvor spre vărsare.

Gradul de mineralizare şi în mai mică măsură **tipul hidrochimic** variază în timpul anului în raport cu debitul lichid. Astfel, la debite mici, mineralizarea este mai mare faţă de fazele cu debite mari când aceasta scade (Fig. 3.80.).

În acelaşi timp se remarcă şi evoluţia diferiţilor cationi şi anioni.

În ceea ce priveşte proporţia tipurilor hidrochimice se apreciază că 90% din suprafaţa ţării o ocupă tipul bicarbonatat şi îndeosebi cele bicarbonatate calcice. Râurile cu apă sulfatată şi mineralizare între 500 - 1000 mg/l se întâlnesc în Podişul Transilvaniei şi Câmpia Moldovei.

Râurile cu ape clorurate sunt în ariile cu masive de sare, mai frecvente în Subcarpaţi (Trotuş, Slănic, Oituz, Tazlău, Putna, Milcov, Râmnicu Sărat, Călmăţui, Cricovu Sărat etc.) şi în Podişul Transilvaniei (Târnava Mică, Mureş); în ambele regiuni numai pe anumite sectoare în cazul râurilor mari.

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

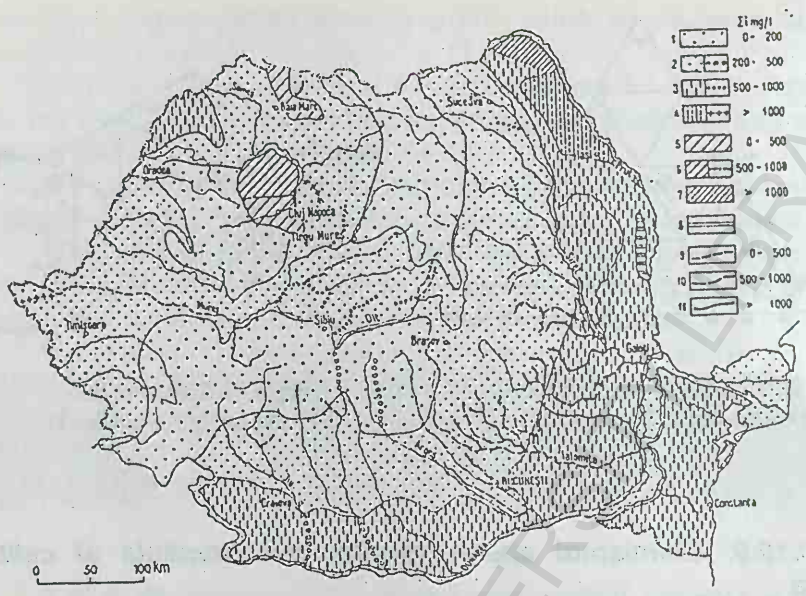


Fig. 3.80. Tipurile hidrochimice ale râurilor (1-4 bicarbonatate; 5-7 sulfatice; 8 mixte; 9-11 clorurice) (după Geografia României, 1983)

Debitele chimice (ionice) cresc din amonte spre avale, odată cu creşterea mineralizării şi a debitului de apă. În ceea ce priveşte debitul chimic mediu specific este cuprins între 100 - 200 t/km^{2}an (valori mai mari pe râurile sărate).

Duritatea totală în grade germane variază între 1,52 la Bâlea - Cârţişoara şi 53 la Coşereni pe Ialomiţa; deci prezintă o zonalitate verticală (3.81.).

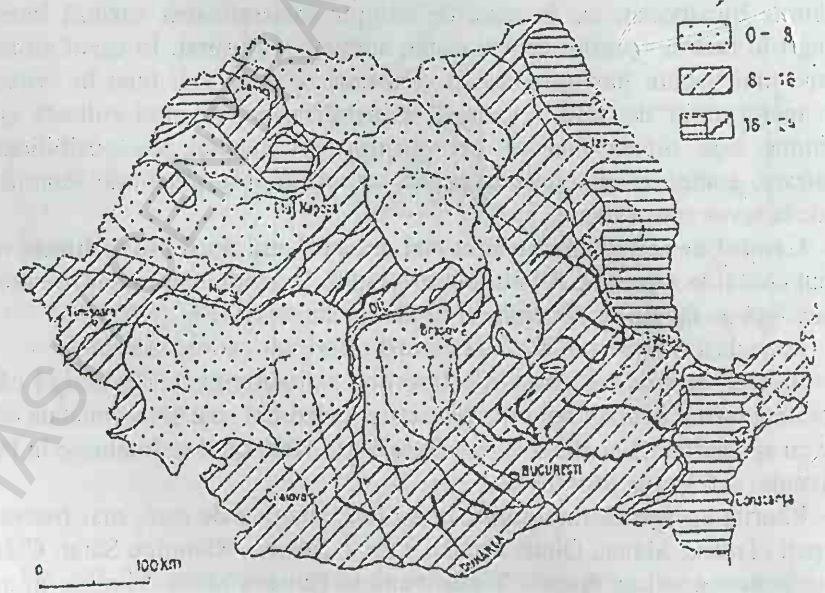


Fig. 3.81. Duritatea totală a râurilor (în grade germane)
(după Geografia României, 1983)

Concentrația ionilor de hidrogen (pH) variază între 6,5 și 8, cele cu tendințe de acidizare (pH sub 7) se întâlnesc în zona de munte.

Oxigenul dizolvat variază între 7 și 14 mg/l corelându-se cu altitudinea (mai mare la munte).

Calitatea apelor, ca urmare a dezvoltării industriei și a așezărilor urbane, a folosirii îngrășămintelor și pesticidelor în agricultură, a fost afectată în diferite grade de intensitate.

Sursele majore de poluare a apelor de suprafață sunt apele reziduale industriale și cele provenite de la combinatele zootehnice și din marile aglomerări urbane, insuficient tratate (epurate).

Aprecierea calității apei râurilor se face în urma efectuării analizelor la parametri fizico-chimici, biologici și bacteriologici, în secțiuni de control, conform STAS 4706/1988, diferențiindu-se pe 4 categorii: I, II, III, degradate.

În categoria I-a sunt apele care pot fi folosite în alimentarea centralizată cu apă potabilă a populației, a unităților de creștere a animalelor, a unităților industriei alimentare și altele ce necesită apă potabilă.

În categoria a II-a se includ apele folosite pentru fermele piscicole, în unele ramuri industriale, în scopuri urbanistice și de agrement.

În categoria a III-a intră apele folosite la irigarea culturilor agricole, în hidroenergie, în instalații industriale cu apă de răcire, în stațiile de spălare.

Apele degradate nu pot fi folosite și constituie amenințare la sănătatea publică și la starea mediului natural.

Referitor la starea calității apei râurilor din România trebuie să facem mențiunea că încadrarea acestora în diferite grade de calitate se impune a fi făcută cel puțin în fiecare an datorită evoluției gradului de calitate spre îmbunătățire sau înrăutățire în funcție de măsurile care se iau față de tratarea apelor uzate.

O altă mențiune este aceea că investigarea calității apei râurilor nu se face pe toată lungimea cursurilor de apă sau pe toate cursurile. Se exclud de la început acele cursuri (mari sau mici) care nu suportă impactul activităților socio-economice, în primul rând cele din zona muntoasă. Astfel, din cei 78.900 km reprezentând 4.864 cursuri de apă (cu minim 5 km lungime și 10 km^2 suprafața bazinului), în 1995 au fost supuse controlului calității doar 20.644 km (27,08%). Din lungimea cursurilor investigate 52% erau în categoria a I-a (10.800 km), 26% în categoria a II-a (5379 km), 8,1 % în categoria a III-a (1691 km) și 14,1% (2774 km) degradate. Printre cursurile degradate pe mulți km erau Ialomița (51%), Vedea (24%), Mureș - Aranca (19%), Prut (19%). Ca urmare a diminuării emisiilor punctiforme de la obiectivele industriale, agrozootehnice și, în general, a activităților industriale poluante, se constată că între 1987 și 1995 a crescut categoria a I-a (32% în 1987) și a scăzut categoria apelor degradate (29% în 1987).

BCU IAȘI - BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

3.11. REGIMUL HIDROLOGIC AL RÂURILOR ÎN RAPORT CU ZONELE CLIMATICE ALE TERREI

3.11.1. Considerații generale

Hidrografia fiecărei zone climatice (geografice) este rezultatul factorilor genetici ai scurgerii lichide (precipitațiile și temperatura aerului, respectiv evaporația), a raportului dintre aceștia la care se mai implică condițiile geologice (tectonice, litologia și evoluția paleogeografică), configurația reliefului (munți, podișuri, câmpii).

Așa cum s-a arătat anterior, indicele de ariditate Emm. de Martonne se diferențiază de la o zonă geografică la alta și ca atare și gradul de organizare al rețelei hidrografice. Astfel, în zonele polare unde temperaturile medii anuale ale aerului sunt mult sub 0°C, precipitațiile sunt sub formă de zăpadă și stocate apoi în calote glaciare, scurgerea lichidă de suprafață și respectiv rețeaua hidrografică lipsește sau se dezvoltă efemer în anotimpul mai puțin rece și la periferia acestora. Exemplele cele mai tipice le reprezintă Antarctica, Groenlanda, Arhipelagul Arctic Canadian etc.

De asemenea, lipsite de o rețea hidrografică permanentă, uneori chiar temporară, sunt unele areale din interiorul zonelor tropicale deșertice unde ariditatea este extrem de accentuată cum sunt: Sahara, Kalahari din Africa, Atacama din America de Sud, Balsom de Mapimi din Mexic - America Centrală, Peninsula Arabică, Podișul Iran din Asia, Marele Deșert de Nisip și Marele Deșert Victoria din Australia.

La acestea se adaugă și alte câteva areale deșertice din zona temperată ca: Deșertul Gobi, Takla Makan, Karakum și Kîzîlkum din Asia, Marele Bazin din America de Nord.

În toate aceste areale fără scurgere din zonele tropicală și temperată, evaporația este cu mult mai mare decât precipitațiile, apreciere făcută la perioade de zeci de ani, deoarece în aceste regiuni ploile cad cu totul întâmplător (la 10, 20, 30 ani o dată) și în cantități mici.

Zonele geografice cu densitatea rețelei hidrografice cea mai mare sunt cele ecuatorială și tropicală umedă. Într-o poziție intermediară se găsește zona temperată de influență oceanică și musonică, zona subpolară, ultima ca urmare a reducerii evaporației în raport cu precipitațiile.

3.11.2. Zona ecuatorială și tropicală (intertropicală)

În prima zonă - ecuatorială care corespunde și calmului ecuatorial, temperatura medie multianuală a aerului variază între 25 și 28° C, cea zilnică între 35 și 37° C ziua și 20° C noaptea iar precipitațiile sunt destul de bogate, între 1000 și 3000 mm/an.

În aceste condiții termice și pluviometrice, umezeala aerului este mare (30 g/m^3), determinând ploi zilnice sub formă de averse ca urmare a proceselor intense

de evaporație și convecție. Totuși se poate remarca în acest climat ecuatorial uniform, o diferențiere în regimul precipitațiilor cu o diminuare în perioada mai „uscată" (în funcție de emisferă) și o accentuare în perioada echinocțiilor.

Aceste mici variații în distribuția precipitațiilor se remarcă și în regimul de scurgere al râurilor care vor avea ape ceva mai mari în perioada echinocțiilor și mai mici în perioadele opuse.

Condițiile climatice ecuatoriale se întrunesc pe unii afluenți din bazinele **Amazonului, Congo**-ului cât și în arhipelagurile **Indonezia, Filipine**, în insulele **Noua Guinee** etc.

În a doua zonă, tropicală propriu zisă, datorită schimbării sezoniere a circulației maselor de aer, se evidențiază un anotimp umed și altul secetos. Precipitațiile ating valori mari în sectoarele de țărm unde se interpun bariere muntoase în calea musonului umed (6000-10.000 mm/an) în comparație cu regiunile interioare (1500 mm/an).

Deși valorile termice medii lunare sunt ridicate (20-30°C), amplitudinea termică anuală este mai mare (7-8°C) în comparație cu cea din calmul ecuatorial.

Regiunile caracteristice acestei zone climatice sunt: partea vestică a Indiei și Birmaniei, coastele estice ale Vietnamului, sud-estul Chinei, Podișul Abisiniei și țărmul Golfului Guineei din Africa, țărmul nordic, dinspre Marea Caraibilor, a Americii de Sud.

Râuri care se integrează în această zonă sunt **Niger** în cursul inferior din Africa, **Menam, Irrawaddy, Hong Ha** și **Sikiag**, toate din Indochina.

Regimul hidrologic al râurilor din aceste zone care se pot îngloba în zona intertropicală, este strâns legat de precipitații și diferențiat pe cele două emisfere.

REGIMUL HIDROLOGIC TROPICAL PLUVIAL BOREAL

Este caracterizat printr-o creștere a apelor în timpul verii din emisfera de nord. Hidrografele râurilor **Senegal, Menam** și **Fluviului Roșu**, ultimele două din Indochina, reflectă corelația cu precipitațiile cu diferența că la Menam vârful apelor mari este în luna octombrie. Modulul scurgerii la aceste râuri are printre cele mai mari valori de pe Terra (Sikiang - 28 l/s km^2, Fluviul Roșu - 30, Irrawaddy- 35). În America de Sud, Rio Negro, afluent pe stânga al Amazonului, are, de asemenea, un regim tropical boreal simplu, cu un maximum în iulie și un minim în decembrie (Fig. 3.82. A).

De asemenea, râurile din Venezuela șI Columbia, în special Magdalena, cele din America Centrală până în Mexic, inclusiv, au același regim tropical boreal.

În Asia de sud-est, musonul nu produce modificări esențiale în regimul tropical pluvial boreal, care este bine evidențiat la Fluviul Roșu, Sikiang, Iangtsekiang, Irrawaddy, Menam.

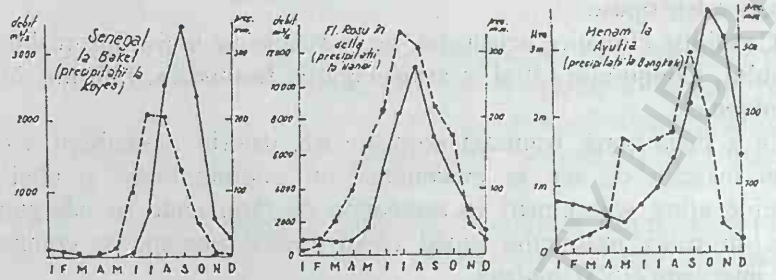
REGIMUL HIDROLOGIC TROPICAL PLUVIAL AUSTRAL

Este simetric cu cel tropical boreal, numai că este decalat cu șase luni, adică în vara acestei emisfere se vor întâlni (produce) apele mari, respectiv în decembrie și ianuarie.

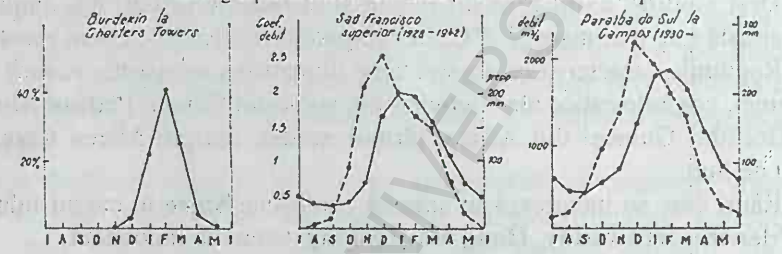
Ca exemple ale acestui tip de regim, A. Guilcher (după M. Pardé) menționează râurile din Madagascar (Ikopa, Vohitra, Mandrare) la care raportul dintre debitele medii lunare extreme se situează între 3 - 8.

În Africa australă, fluviul Zambezi şi afluentul său Kafue se încadrează în acest tip de regim, dar cu un maxim destul de întârziat - în aprilie. Tot în această categorie se includ şi afluenţii meridionali ai fluviului Congo.

A. Regim pluvial boreal din zona intertropicală



B. Regim pluvial austral - Australia şi Brazilia - zona intertropicală



C. Regim pluvial austral - Madagascar - zona intertropicală

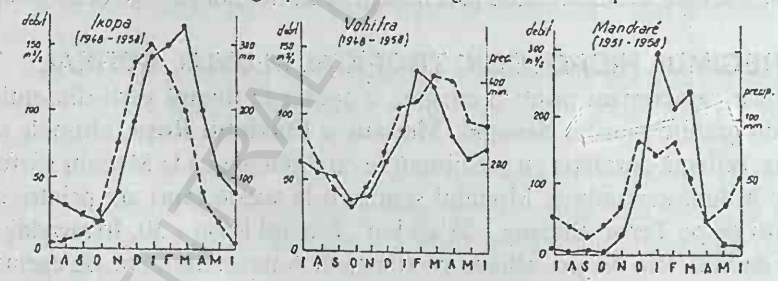


Fig. 3.82. Hidrografe reprezentative ale regimului de scurgere din zona intertropicală
(după A. Guilcher)

În America de Sud, toţi afluenţii de pe dreapta ai Amazonului cum ar fi Tapajos şi Xingu intră în acest tip de regim hidrologic cu debite medii specifice de 15 - 20 l/s km^2.

Faţă de aceste două moduri de manifestare - în emisfera nordică (boreală) şi sudică (australă) se întâlnesc şi excepţii în sensul că apele mari se produc şi în alte luni, cu abateri care sunt apreciate ca aberante (Fig. 3.82. B, C).

REGIM HIDROLOGIC CU DOUĂ MAXIME

Numit şi ecuatorial, maximele corespunzând celor două echinoxuri iar minimele celor două solstiţii. Un exemplu de acest tip este Lomami unul din afluenţii principali ai fluviului Congo la care maximele sunt în decembrie şi aprilie, iar minimele în august (cea mai accentuată) şi în februarie.

În Golful Guineei - Africa se citează râul Ogooué situat exact pe Ecuator cu un hidrograf tipic pentru acest regim hidrologic - două maxime, unul mai pregnant în noiembrie - decembrie, altul în aprilie - mai, echidistanțate de două faze de ape mici, de asemenea, una mai accentuată în august - septembrie și cealaltă în ianuarie-februarie. Prin modulul de 24 l/s km^2, râul Ogooné se situează pe locul 20 între râurile Terrei. Raportul dintre debitele medii lunare extreme de 3,9 reflectă caracteristica râurilor ecuatoriale cu două maxime (Fig. 3.83.).

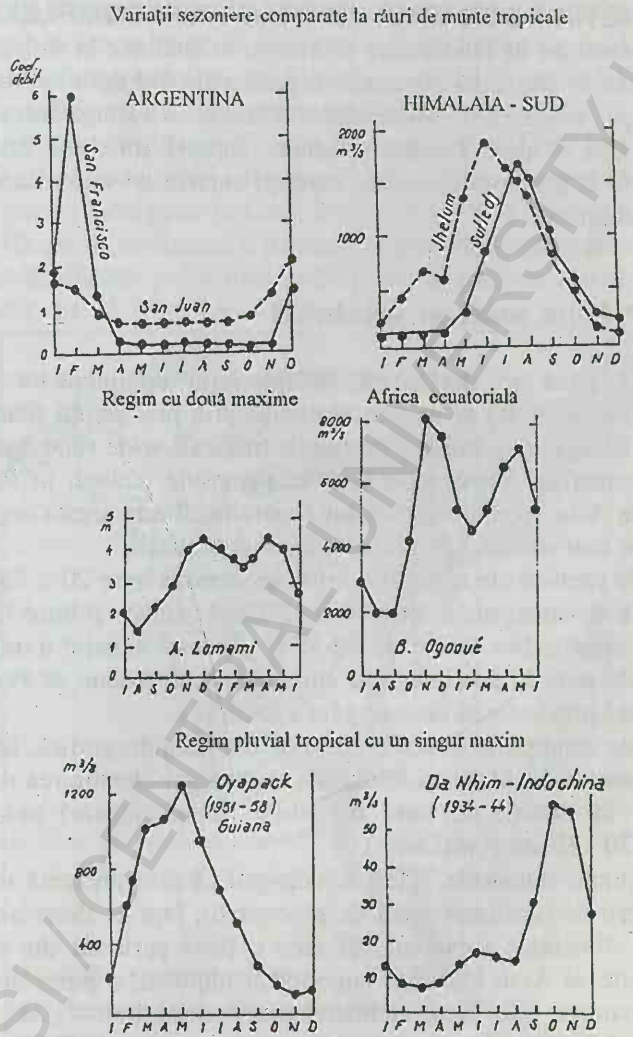


Fig. 3.83. Hidrografe reprezentative ale râurilor din zona intertropicală
(după A. Guilcher)

REGIM HIDROLOGIC INFLUENȚAT DE ZĂPEZI ȘI GHEȚARI

În această zonă intertropicală acest tip de regim se pune în evidență în Africa (râurile ce se alimentează și drenează Munții Kenya, Kilimandjaro și Ruvenzori care au pe vârfurile cele mai înalte ghețarii), în America de Sud (râurile

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

care au obârşia în zonele înalte ale Anzilor din Columbia, Ecuador şi Peru, unde persistă zăpezi), în Noua Guinee şi în Himalaia, care deşi este la marginea zonei intertropicale (chiar ceva mai la nord) alimentează cursurile superioare ale celor trei mari râuri din această regiune - Indus, Gange şi Brahmaputra. La acestea, tot din regiune trebuie să mai includem şi pe Salween care drenează împreună cu Mekong Peninsula Indochineză.

BAZINE HIDROGRAFICE CU TRĂSĂTURI COMPLEXE

Spre deosebire de râurile care se înscriu în totalitate în cadrul acestei zone intertropicale sau în altă zonă climatică, organismele hidrografice mari cum sunt: Amazon, Congo, Niger, Nil, Mississippi, Yangtzî, Mekong, Irrawaddy, Amur, Lena, Enisei, Obi, Volga, Dunăre şi altele, suportă influenţe numeroase prin afluenţii pe care îi primesc. În aceste condiţii sursele de alimentare, regimul de scurgere sunt complexe.

3.11.3. Zona aridă şi semiaridă

Această zonă se desfăşoară în interiorul continentelor între 20-25° latitudine nordică şi sudică şi se caracterizează prin precipitaţii foarte reduse sau lipsa lor totală în cazul deşerturilor. Regiunile tropicale aride sunt: Sahara, Kalahari în Africa, Atacama în America de Sud, în peninsula Arabia, în Podişul Iran şi deşertul Thar în Asia, în centrul şi vestul Australiei. Toate aceste regiuni deşertice şi semideşertice sunt situate, aproximativ, în zona tropicală.

Valorile termice ale regiunilor aride se situează între 20 şi 28°C în ceea ce priveşte valorile medii anuale şi între 40 şi 45°C cele zilnice şi între 10 şi 15°C cele nocturne, deci amplitudini diurne de 30-35°C. Această situaţie termică determină valori extrem de mici la precipitaţii şi atunci când se produc se evaporă în scurt timp, favorizează procesele de dezagregare a rocilor.

În aceste condiţii nu se poate vorbi de o reţea hidrografică, deşi numeroase văi uscate cunoscute în Africa şi Peninsula Arabia sub denumirea de **ued-uri** pot avea scurgere în situaţii cu totul deosebite (întâmplătoare) atunci când cad precipitaţii (la 20 - 30 ani şi mai mult).

În regiunile semiaride, reţeaua hidrografică este prezentă dar afectată în regimul scurgerii de cantitatea mică de precipitaţii, fapt ce determină ca în lipsa unor surse de alimentare subterană, să sece o bună perioadă din an. În această situaţie este Bahr el Arab în cursul superior şi mijlociu, o parte din afluenţii lui Orange şi Okovango în Africa, Helmand din Podişul Iran - Asia, toţi afluenţii lacului Eyre şi ai fluviului Darling ce vin din regiunea de podiş din Australia.

Aşa cum s-a menţionat, în **zona deşertică** nu se poate vorbi de o scurgere lichidă şi respectiv o reţea hidrografică. Astfel, în Sahara, între Tibesti şi Nil scurgerea lichidă este practic necunoscută. La Dakhla situată în deşertul egiptean, în 19 ani de observaţii au căzut numai 3,4 mm precipitaţii iar media anuală este de 0,4 mm. La Tamanrasset în Munţii Ahaggar din centrul Saharei pentru 25 ani de observaţii s-a stabilit mai puţin de 8,6 mm precipitaţii pe an.

Viiturile pe uedurile din regiunile deşertice sunt foarte periculoase în raport cu condiţiile climatice obişnuite, respectiv cu lipsa de apă, a scurgerii. Aceste

viituri sunt extrem de rare şi neprevăzute deoarece, spre exemplu în Sahara, în general, mai puţin de 10% din ploi dau peste 10 mm apă, ori pentru a se produce o ploaie torenţială şi respectiv o viitură sunt necesari 30 mm în 24 ore. Maximele înregistrate în 24 ore în Sahara algeriană la Fezzan pentru o serie de 8 - 25 ani, precipitaţiile au fost între 8 şi 80 mm la staţiile meteorologice respective.

Din observaţiile hidrologice făcute pe uedul **Guir** din bazinul **Saoura** (Sahara algeriană) au rezultat următoarele valori pentru două viituri: în octombrie 1950 la un bazin hidrografic de 20 000 km^2 a fost un debit de 3000 m^3/s; în martie 1959 la un bazin hidrografic de 22 000 km^2 a fost apreciat un debit de 5000 m^3/s. Pentru comparaţie reamintim că pe Siret la Lungoci în iulie 1970 la un bazin hidrografic de 36000 km^2 s-a înregistrat un debit maxim de 3186 m^3/s iar cel cu asigurarea de 1% este calculat la 3970 m^3/s. Pentru uedul Guir coeficientul A avut valoarea de 33. Viitura din 1959 a fost provocată de ploi care au căzut 3 zile la rând însumând 81 mm în localitatea Colomb Bechar şi de 32 la 66 mm în alte 5 staţiuni din regiune. Viitura de pe Saoura a parcurs în albie până s-a epuizat circa 810 km, iar de regulă viiturile de pe uedurile sahariene nu parcurg mai mult de 300 km (André Guilcher, 1979). (Fig. 3.84.)

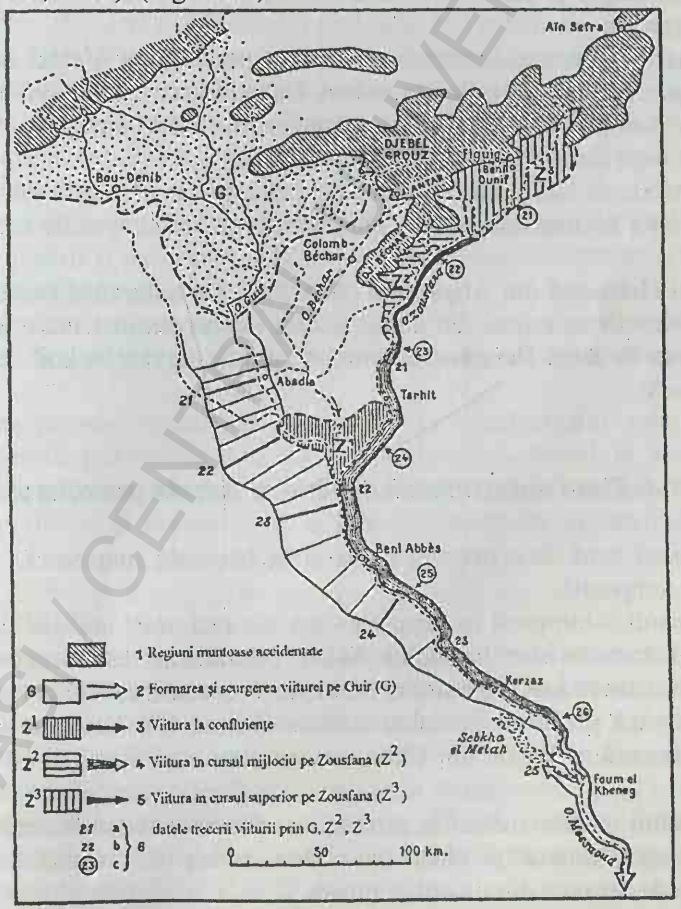


Fig. 3.84. Viitura din 21-26 martie 1959 în bazinul Saoura (Sahara Algeriană)
(după Vanney, din A. Guilcher1 1979)

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În nord-estul deşertului australian viiturile sunt mult mai frecvente şi cu volume mai mari. Astfel, afluenţii lacului Eyre sunt afectaţi în timp de viituri în cursurile superioare când sunt reactivate aşa zisele sisteme de albii (braţe, cursuri) încrucişate (braided system) şi care contribuie la umplerea lacului (septembrie 1950).

Turbiditatea în viiturile de pe uedurile deşertice este mai redusă şi materialul nu ajunge niciodată în mare sau ocean.

În zona semideşertică (semiaridă) din acelaşi spaţiu geografic (20 - 30° latitudine nordică şi sudică) trecerea către celelalte zone se face cu multe întrepătrunderi.

Regimul de scurgere al râurilor prezintă o fază a apelor mari în sezonul cald, în cazul acelora de la contactul cu zona ecuatorială şi în timpul sezonului rece sau la trecerea spre cel cald (primăvara) către zonele de latitudini mai mari (temperate). Exemplificând cu lacul Ciad, o regiune endoreică, cea mai scăzută scurgere a râurilor apreciată cu 20% din media multianuală s-a înregistrat în intervalul 1972 - 1977. Deficitul de precipitaţii din Sahel care a durat 15 ani a afectat râurile Niger şi Shari care au izvoarele sau unii afluenţi la limita acestei regiuni geografice.

Consecinţa acestei perioade de secetă prelungită a afectat lacul Ciad al cărui nivel şi respectiv, suprafaţă au scăzut. Luând ca reper anul 1963, în perioada cu deficit de precipitaţii de 10 ani, suprafaţa lacului (23500 km^2 şi volum 105 km^3) au scăzut de 4 ori (în 1973).

În Africa de Sud, râul **Orange** cu o suprafaţă de 1036 mil. km^2 cu un debit la Prieska, după ultimul afluent, de 305 m^3/s are un debit specific de numai 0,30 $l/s\ km^2$.

Râul **Helmand** din Afganistan cu 500000 km^2 suprafaţă bazin şi un debit mediu de 400 m^3/s la ieşirea din munţi şi care pierde cea mai mare parte din ape până la vărsare în lacul Hamun are un debit specific de 0,8 $l/s\ km^2$ (la ieşirea din zona muntoasă).

3.11.4. Zona subtropicală umedă şi uscată (mediteraneeană)

Această zonă face trecerea de la zona tropicală (musonică, semiaridă şi aridă) la cea temperată.

Climatul subtropical cu nuanţă uscată sau mai exact cu veri uscate şi ierni umede fiind caracteristic bazinului Mării Mediterane este cunoscut şi sub denumirea de **climat mediteraneean** (zonă mediteraneeană). Cu aceleaşi trăsături se mai încadrează şi ţărmul central al statului California (SUA), partea centrală a coastelor Oceanului Pacific din Chile, extremitatea sud-estică a Africii şi sudul Australiei.

Climatul mediteraneean se caracterizează prin veri senine, calde şi uscate, ierni blânde şi ploioase şi chiar cu căderi anuale de zăpadă ca urmare a pătrunderilor de aer rece din ţinuturile polare.

Regimul precipitaţiilor sub forma averselor, în timpul iernii mediteraneene, determină pe râuri viituri puternice, în contrast cu faza apelor mici de vară, care

prin secătuirea rezervelor subterane se ajunge la fenomenul de secare în cazul râurilor autohtone.

În această categorie intră şi râurile din partea peninsulară a Italiei, din Corsica, Sardinia, de pe coasta Dalmaţiei, din partea sudică a peninsulei Balcanice, din nordul Africii, din regiunea Munţilor Capului din Africa de Sud, de pe coasta de sud a Australiei între Adelaide şi Portland, de pe coasta Oceanului Pacific între 35 şi 400 latitudine sudică din America de Sud.

Dintre sistemele fluviatile mai mari din această zonă mediteraneeană, dar cu modificări ale regimului de scurgere putem cita Ebru din peninsula Iberică, Tigru şi Eufrat din Mesopotamia - Asia, Sacramento cu San Joaquin din California, America de Nord.

VARIAŢIILE SEZONIERE ŞI MULTIANUALE

Tipul clasic cu maxim iarna şi un minim vara este întâlnit la majoritatea râurilor care se înscriu în totalitate în arealele menţionate.

Exemplificăm, după A. Guilcher, cu hidrograful râului Sa Picocca din sudul insulei Sardinia care are un bazin de 119 km^2 şi care pentru o perioadă de observaţii între 1923-1935, debitul din perioada de vară (iunie-septembrie) a fost mai puţin de 0,20 m^3/s iar în decembrie - ianuarie între 3,34 şi 3,31 m^3/s.

Raportul dintre debitele medii lunare extreme (decembrie şi august) este de 111 pentru perioada menţionată. Debitul caracteristic de viitură a fost de 9,01 (pentru 10 zile) iar cel de etiaj (pentru 355 zile) de 0,01 m^3/s pentru perioada 1923-1950 (Fig. 3.85.).

Asemănător este hidrograful uedului Fodda, afluent al Chéliffului din Algeria care pentru o perioadă de 17 ani a avut un raport între extremele medii lunare (februarie şi august) de 60.

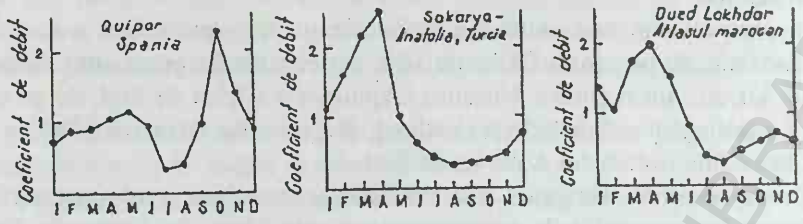
La râurile mediteraneene lipseşte posibilitatea de ponderare a regimului scurgerii datorită sursei predominante, de cel mai multe ori unică, de alimentare din precipitaţii.

De asemenea, variaţia de lungă durată (multianuală) este extrem de neregulată datorită poziţiei acesteia către zona deşertică. Astfel, în Spania debitul mediu anual poate varia de la 1 la 10 în cazul râului Tago şi Guadiana, de la 1 la 23 la Guadalope afluent al Ebrului şi de la 1 la 177 pentru bazine mici de pe coasta orientală.

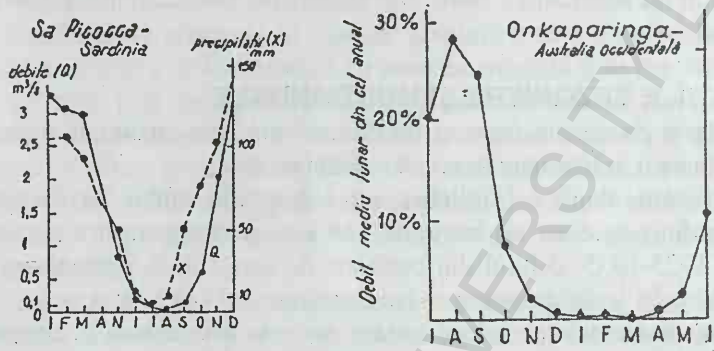
VIITURILE

Acestea se caracterizează prin amplitudini foarte mari datorită ploilor diluviene. Pentru râuri cu bazine de recepţie între 60 şi 850 km^2 se remarcă viituri cu un coeficient A de 100 pe Hérault în septembrie 1958, de 120 pe Erieux în septembrie 1857, de 175 pe Tech în octombrie 1940 toate în Franţa, de 179 pe Orba în Liguria în august 1935. Pentru râul Tech, coeficientul de 175 reprezintă un debit de 3400 m^3/s la un bazin de recepţie de 382 km^2. Pe râul Fulmendoza din Sardinia coeficientul de 133 din octombrie 1951 reprezintă un debit de 1050 m^3/s la un bazin de recepţie de 62 km^2 (16935 l/skm^2).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Regim de scurgere mediteraneean



Variația sezonieră a scurgerii la două cursuri din regiunea mediteraneeană, influențate de carst

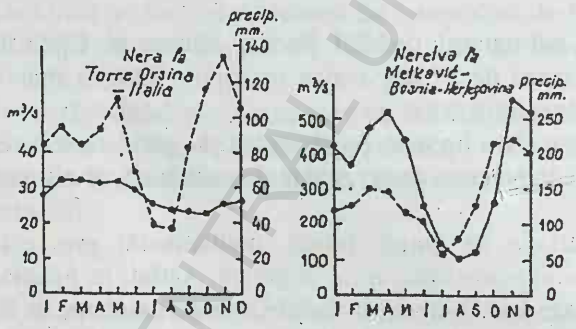


Fig. 3.85. Tipurile de regim din zona mditeraneeană
(după A. Guilcher, 1979)

INFLUENȚA RELIEFULUI CARSTIC

Carstul în alimentarea râurilor din zona mediteraneeană are ca rezultat ponderarea între fazele scurgerii de vară şi iarnă.

Exemplele cele mai remarcabile sunt la râurile din Apeninii Centrali (Italia) şi cele din Orientul Apropiat (Liban, Israel, Iordania şi Siria).

În Italia, râul Nera afluent al Tibrului are extremele medii lunare între 22,6 şi 32,0 m^3/s la localitatea Torre Orsina pentru perioada de observație 1936- 1950, respectiv un raport de 1,44. În Orientul Apropiat râul **Nahr Sene la Djebel Ansarieh**, la izvor debitul nu descreşte în 5 luni de secetă totală decât de la 14,5 la 9,3 m^3/s. Khabour, afluent al Eufratului debitează în permanență 35 m^3/s debit mediu lunar iar la frontiera de nord a Siriei debitul mediu anual este de 40 m^3/s

chiar într-o perioadă de 4 ani când n-au căzut precipitații. Acest râu se alimentează din calcare.

Exemple concludente sunt și în carstul dinaric (coasta Dalmației) unde râul Neretva are o alimentare din carst și în Antalya din Turcia, râul **Manavgat** care are un debit specific de 198 l/s km^2 (la un bazin de recepție de 298 km^2). Râul Manavgat primește ape pe cale subterană din bazinele limitrofe care sunt constituite din calcare.

ALTE EXCEPȚII ALE REGIMULUI MEDITERANEEAN

În regimul mediteraneean se mai remarcă **alimentarea nivo-glaciară, nivală, nivo-pluvială și pluvio-nivală la unele râuri cu obârșia în zona muntoasă înaltă.**

Râuri cu alimentare glaciară și nivală din zona mediteraneeană sunt în Pirineii spanioli și în Alpii francezi. La aceste râuri apele maxime se înregistrează în iulie și august.

La râurile cu alimentare nivo-pluvială, apele maxime se înregistrează în toamnă și în primăvară.

În cazul râurilor cu alimentare pluvio-nivală cele două maxime se apropie mult (decembrie și martie-aprilie) fiind despărțite de un minim de iarnă puțin pronunțat.

În anumite situații din Turcia și Irak, în California maximul secundar de toamnă este puțin pronunțat în cazul alimentării nivo-pluvială sau pluvio-nivală, în schimb minimul principal și bine evidențiat, este cel de vară.

BAZINE HIDROGRAFICE MEDITERANEENE COMPLEXE

Datorită alimentării diferite prin afluenții pe care îi primesc, unele bazine hidrografice prezintă un regim hidrologic mult mai complex. În această categorie menționăm Ebru, Duero și Tago din Peninsula Iberică, Tigru și Eufrat din Orientul Apropiat, Sacramento și Colorado din America de Nord.

În Turcia râul **Menderes (Meander)** care are izvoarele în interiorul Anatoliei, are o fază cu ape mari în martie - aprilie datorită topirii zăpezilor și a ploilor de primăvară iar în cursul inferior unde intră în zonă tipică mediteraneeană, maximul se produce mai devreme, în februarie și raportul dintre debitele extreme medii lunare devine foarte ridicat.

În Australia occidentală, râurile **Onkaparinga** și **Serpentine** regimul pluvial mediteraneean foarte simplu și tipic are ape mari în august sau septembrie (iarna australă) și foarte concentrate când se realizează 70-73% din volumul anual al scurgerii, iar apele minime din decembrie și aprilie realizează numai 2,7 - 3,5% din volum.

3.11.5. Zona temperată

Această zonă are o mare desfășurare în emisfera boreală, respectiv în America de Nord, Europa și Asia, și mult restrânsă în emisfera australă, respectiv America de Sud și Australia, de regulă între latitudinile 40 și 65° nordică și sudică.

Caracteristica acestei zone este succesiunea a patru anotimpuri (două principale: vara şi iarna şi două de tranziţie: primăvara şi toamna) şi în consecinţă o distribuţie a temperaturii şi precipitaţiilor cu valori diferite de la un anotimp la altul. De asemenea, circulaţia maselor de aer şi configuraţia marilor trepte de relief introduc o mare diferenţiere a climatelor.

REGIMUL PLUVIAL OCEANIC

La ţărmurile vestice ale continentelor se individualizează climatul temperat oceanic caracterizat prin ierni blânde şi veri umede şi relativ răcoroase. Cel mai extins este în Europa, partea vestică (Marea Britanie, Franţa, Belgia, Olanda, Germania, Danemarca, Norvegia). Temperaturile medii anuale variază între 7 şi 13°C, în lunile de vară între 15 şi 20° C şi în jur de 4°C în iarnă.

Precipitaţiile variază între 500 şi 2500 mm/an cu o distribuţie relativ uniformă în timpul anului cu excepţia toamnei când sunt mai bogate (anotimp ploios). Regimul de scurgere al râurilor este destul de echilibrat, cu ape mari în cursul iernii când procesul de evaporaţie este redus, respectiv în luna ianuarie în emisfera nordică şi iulie sau august în emisfera sudică; apele mici se produc în sezonul cald, adică în iulie-septembrie în emisfera nordică şi în ianuarie-martie în cea sudică.

Din Europa Occidentală, dintre râurile reprezentative se menţionează **Sena, Loara**, ultima fără cursul superior, **Blavet** din Peninsula Bretagne, **Meuse, Moselle**. De asemenea se mai înscriu în **regimul pluvial oceanic** râurile din Insulele Britanice, din Asturia, Galicia din Peninsula Iberică, Masivul Sistos Renan şi masivele hercinice din Germania, respectiv râurile **Weser, Elba**, o parte a râurilor din Suedia de Sud (Scania) şi Norvegia. În America de Nord sunt râurile din nord-vestul SUA şi Columbia britanică - Canada, care nu au bazine de recepţie în zone muntoase prea întinse (Fig. 3.86.).

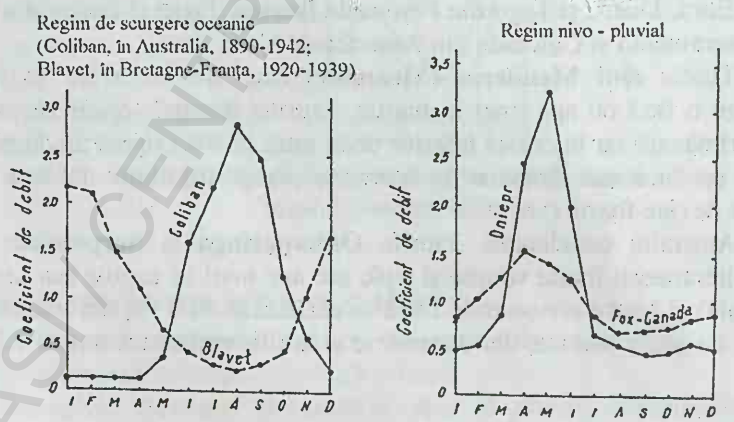


Fig. 3.86. Regim de scurgere oceanic şi nivo-pluvial în zona temperată

În emisfera sudică, acest regim de scurgere este bine reprezentat în sud-estul Australiei, în Tasmania, Noua Zeelandă şi Chile.

Mecanismul regimului scurgerii este dat de desfăşurarea regimului termic şi nu de cel al precipitaţiilor. Determinarea regimului scurgerii de către temperatură se realizează prin evaporaţie.

TIPURI DE REGIM ÎN ZONA DE CÂMPIE ŞI MUNTOASĂ

În interiorul continentelor, climatul temperat capătă nuanţe mai aspre - **climatul temperat continental** - cu diferenţe mari între vară şi iarnă, datorită influenţei maselor de aer polar, iarna şi a celui tropical vara, în partea sudică.

Continentalismul climatic se reflectă prin amplitudinea termică anuală mare (63°C la Iakutsk, Siberia -43°C în ianuarie şi 20°C în iulie, 37°C la Winnipeg - Canada, -17° C în ianuarie şi 20° C în iulie). Precipitaţiile variază între 350 şi 700 mm/an, cea mai mare parte căzând în semestrul cald.

Regimul de scurgere al râurilor se caracterizează prin ape mari la sfârşitul primăverii şi începutul verii iar cele minime la sfârşitul verii şi începutul toamnei şi chiar în timpul iernii, ca urmare a blocării precipitaţiilor sub formă de zăpadă în bazin şi în podul de gheaţă care durează de la 2 la 4 luni pe an. Viiturile care provoacă inundaţii se produc atât în faza apelor mari datorită suprapunerii topirii zăpezilor cu ploile de primăvară cât şi în timpul verii când cad ploi torenţiale.

Varietatea mare a condiţiilor geografice şi în primul rând, relieful, determină mai multe tipuri ale regimului scurgerii.

Regiunea de câmpie, cu mare extindere în Europa, Asia şi America de Nord, deci în emisfera nordică cuprinde o gamă variată - regim nival pur, regim nivo-pluvial, regim pluvio-nival.

Regimul nival pur determinat de topirea zăpezilor are un singur maxim în luna iunie şi un singur minim în primăvară. Caracteristice acestui tip sunt **Obi, Ienisei, Lena**, numai sectoarele superioare. Tot în acest tip intră **Mississippi** în cursul superior, **Ottawa, Volga** în cursul superior. (Fig. 3.87.)

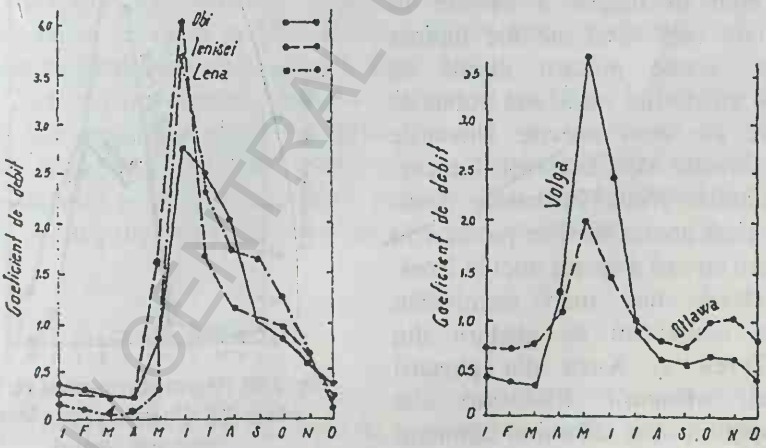


Fig. 3.87. Regim nival pur – zona temperată

Regimul nivo-pluvial se caracterizează prin două maxime - unul în primăvară mai important, de regulă în aprilie şi altul în toamnă mai atenuat, şi două minime - unul la sfârşitul verii şi începutul toamnei şi altul în iarnă (februarie). În acest tip se includ râurile **Pripet, Niemen, Don, Nipru** în cursurile inferioare, în Suedia de mijloc (în regiunea Uppsala), în Canada (râul **Richelieu, Ottawa** în cursul inferior), în SUA (**Rock River** în apropiere de Chicago).

Regimul pluvio-nival care prezintă un maxim principal în martie sau aprilie, un minim accentuat în vară datorită procesului de evaporaţie şi câte un

maxim în a doua parte a toamnei şi un minim de iarnă, ambele mai atenuate. Râurile din acest tip se întâlnesc în SUA între Ohio şi Marele Lacuri, între Huron şi Michigan, în Europa - Vistula, Oder, Wartha. (Fig. 3.88.)

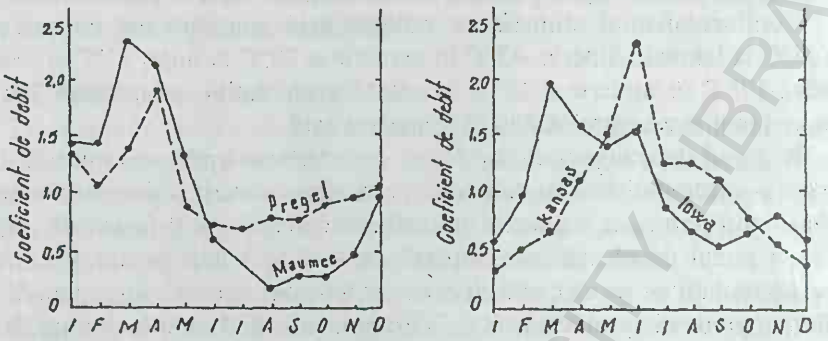


Fig. 3.88. Regim pluvio-nival de câmpie (Maumee, SV lacului Erie – S.U.A.; Pregel regiunea Mazuriană – Polonia; Kansas şi Iowe – S.U.A.)

Regiunea muntoasă din zona temperată determină două tipuri ale regimului de scurgere şi anume glaciar şi nival.

Regimul glaciar este destul de simplu, asemănător cu cel pluvial oceanic, dar la polul opus. Prima caracteristică este absenţa efectului de ponderare fapt ce determină un raport mare între debitele medii ale lunilor extreme. Debitul variază mult în timpul a 24 ore în perioada de vară când are loc topirea ghețarilor, aceste pulsații diurne se aseamănă cu râurile mici, sau cursurile superioare ale unor sisteme fluviatile mari din Munții Alpi, Stâncoşi, Caucaz, Asia Centrală, Noua Zeelandă, Anzii Chilieni. Faza apelor mari se produce în timpul verii iar cea a apelor mici în iarnă. Printre râurile mai mari menționăm Amudaria alimentată de ghețarii din Pamir, **Terek** şi **Kura** din ghețarii caucazieni, **afluenții Rhonului** din cursul superior, **Aar** afluentul Rhinului etc.

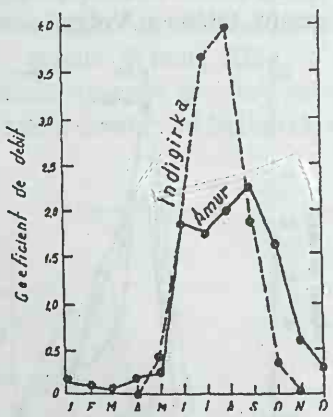


Fig. 3.89. Regim pluvio-nival cu îngheț intens (NE Siberiei) şi pluvio-nival musonic (Amur)

Regimul nival se întâlneşte în aceleaşi areale ale regimului glaciar numai că este mult mai extins. Fazele regimului de scurgere sunt aceleaşi cu o devansare a celor maxime mai către primăvară, unde râurile respective suportă o influență climatică moderată (Munții Appalache în SUA, Masivul Central - Franța). Râul **Syrdaria** este tipic nival în comparație cu Amudaria - ambele se varsă în lacul Aral (3.89.).

BCU CLUJ / BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

REGIMUL MUSONIC

În partea estică a continentului asiatic între 40 şi 50° latitudine nordică (sud-estul Rusiei - partea asiatică, nord - estul Chinei, nordul Peninsulei Coreea) se individualizează **climatul temperat musonic**, caracterizat prin veri ploioase cu temperaturi mai coborâte decât în interiorul continentului şi ierni uscate şi reci.

Regimul de scurgere al râurilor, din care **Amurul** împreună cu afluenţii **Selegna** şi **Ussuri** sunt reprezentativi, se caracterizează prin două maxime ca urmare a musonului de vară - umed şi a topirii zăpezilor în cursul superior.

REGIMUL HIDROLOGIC DIN CLIMATUL TEMPERAT SEMIARID ŞI ARID

La distanţe mari de ocean şi acolo unde dispunerea catenelor muntoase reprezintă bariere în calea maselor de aer umed, climatul temperat continental se accentuează trecând într-un **climat temperat semiarid şi arid**. Consecinţa acestor condiţii termice şi pluviale este formarea stepelor şi deşerturilor. Temperaturile medii anuale variază între 5 şi 8° C, cele lunare din timpul verii între 20 şi 24° C, ale lunii celei mai reci între -12 şi -15° C, iar valorile extreme între 40 şi 45° C vara şi sub -40° C iarna, rezultând o amplitudine termică de 80° C care contribuie mult la procesul de dezagregare al rocilor.

Precipitaţiile se reduc treptat de la regiunile stepice spre cele deşertice, unde ajung până la 100 mm/an. Cele mai mari regiuni cu acest climat sunt: Podişul Marelui Bazin în America de Nord, Asia Centrală joasă cu deşerturile Karakum şi Kîzîlkum, deşertul Takla Makan şi deşertul Gobi, cel mai întins din Asia. Ca sisteme fluviatile caracteristice menţionăm **Tedjen**, ce se pierde în deşertul Karakum, **Ili** ce se varsă în lacul Balhaş, **Tarim** care se varsă în lacul Lobnor, **Amudaria** cu **Sîrdaria** care se varsă în lacul Aral.

Caracteristica acestor râuri este reducerea treptată a volumului de apă cu care vin din regiunile muntoase, prin procesul de evaporaţie, pe măsură ce înaintează în regiunile deşertice, uneori până la dispariţie. Apele mari se produc în perioada de vară şi începutul toamnei, provenind nu din precipitaţii ci din topirea zăpezilor şi gheţarilor din regiunea muntoasă, obârşia râurilor.

3.11.6. Zona rece

Această zonă se desfăşoară în spaţiile circumpolare în cele două emisfere, cu precădere în cea boreală, începând de la paralelele 60-65°, având nuanţe diferite în funcţie de poziţia regiunilor, la marginea continentelor sau în interiorul acestora, sub influenţa curenţilor calzi sau reci oceanici. Regiunile fiind sub influenţa maselor de aer polar, valorile medii termice ale aerului sunt în jur de 0°C, fapt ce favorizează procesul de îngheţ 6-7 luni.

În această zonă se desfăşoară râurile din nordul Siberiei şi Canadei, unele în întregime în acest spaţiu ca: **Torne** în peninsula Scandinavă, **Peasina, Hatanga, Oleonok, Iana, Anabar** în Siberia şi altele prin cursurile inferioare ca: **Yukon, Mackenzie** în America de Nord, **Ienisei, Lena, Indighirka, Kolîma** în Asia.

În Antartica, Arhipelagul Arctic Canadian, Groenlanda, Arhipelagul Spitzbergen şi alte insule arctice, datorită condiţiilor climatice polare, există o reţea

hidrografică temporară la marginea calotelor de gheață, în perioada scurtă de vară, rețea care practic nu figurează pe hărțile actuale de interes general.

Regimul de scurgere al râurilor din zona rece, respectiv ale organismelor hidrografice bine conturate se înscriu în **regimul nival de câmpie pur** și în **regimul pluvio-nival cu îngheț intens**.

Astfel, la aceste râuri se remarcă o creștere bruscă în perioada topirii zăpezilor, când se scurge și cea mai mare cantitate de apă. Pe **Lena** la Kiusur în 1951-1952 în intervalul de 3 luni (iunie - august) s-au scurs 71,5% din volumul de apă și numai 7,7 % în intervalul noiembrie-mai. Descreșterea nivelurilor și respectiv a debitelor este mult mai lentă în comparație cu faza de creștere. Modulul specific este mic datorită și precipitațiilor reduse (între 4,5 și 9 l/s km^2 la râurile **Hatanga, Anabar, Oleneok, Taimîr, Peasina**).

În Canada arctică, ponderarea scurgerii este bine evidențiată datorită numeroaselor lacuri drenate de râuri.

Perioada lungă de îngheț face ca scurgerea în timpul iernii să fie extrem de redusă în comparație cu sezonul de vară. Râul **Viliui**, afluent pe dreapta al Lenei are între 4 și 12 m^3/s în intervalul decembrie-aprilie și 58.000 m^3/s în iunie. Iarna la Verhoiansk are între 0 și 9 m^3/s din noiembrie până în aprilie și 590 m^3/s în lunile de vară. **Indighirka** la Krest Major îngheață total timp de 6 luni pe an din noiembrie până în aprilie.

Pe râurile mici scurgerea apei în vara scurtă polară apare și dispare tot atât de brusc, cauza fiind permafrostul (înghețul veșnic al solului) care la topirea zăpezii apa nu se poate infiltra în sol și deci se scurge repede.

Se poate spune că temperatura aerului, zăpada și permafrostul sunt trei factori care controlează regimul scurgerii nivale.

A. Pissart (1977, după I. Ichim 1980 - Hipercontinentul înghețului veșnic) face următoarele observații asupra scurgerii în zona rece cu îngheț veșnic:

- topirea zăpezii se face în etape, progresiv sub acțiunea radiației solare, unde aceasta este acoperită cu praf eolian chiar dacă temperatura este sub 0°C;
- apa topită în prima fază se infiltrează în zăpadă și se scurge la limita solului înghețat, apoi are loc o scurgere pe zăpadă formându-se chiar albii pe acest strat care noaptea îngheață;
- când apa ajunge în albia adevărată ea este încărcată și cu zăpadă și se deplasează încet.

Datorită scurgerii subnivale, apa se încarcă cu aluviuni, fapt ce determină un grad mai mare de turbiditate în comparație cu râurile de la latitudini medii (temperate).

BIBLIOGRAFIE

Alekin, O., (1954), *Hidrochimia*, Institutul de documentare tehnică, București (traducere din limba rusă) Osnovî ghidrohimii, Ghidrometeorolighicescoe izdatelstvo, Leningrad, 1953;

Ambroise, B., (1998), *La dynamique du cycle de l`eau dans un basin versant*, Ed. H.G.A., Bucarest;

Diaconu, C., (1988), *Râurile de la inundație la secetă*, Ed. Tehnică, București;

Diaconu, C., Diaconu, D., (2002), *Prognoze hidrologice*, Ed. Matrix Rom, Bucureşti;
Diaconu, C., Lăzărescu, D., (1965), *Hidrologia*, Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti;
Diaconu, C., Şerban, P., (1994), *Sinteze şi regionalizări hidrologice*, Ed. Tehnică, Bucureşti;
Drobot, R., (1990), *Hidrologie. Teoria sistemelor şi modelare matematică*, Instit. de Constr. Bucureşti;
Gâştescu P., (1972), *Romania's waters and their potential, Rev. Roum. Géol, Géophys., Géogr., Géographie*, T.16, no.1 (în colab. Ariadna Breier);
Gâştescu, P., (1998), *Hidrologie*, Ed. Roza Vânturilor, Târgovişte;
Gâştescu, P., (2002), *Fluviile Terrei*, Ed. Transversal, Târgovişte;
Gâştescu, P., (2003), *Hidrologie continentală*, Ed. Transversal, Târgovişte;
Gâştescu, P, Zăvoianu, I. (1998), *On the genesis and time space distribution of water resources in Romania. Geographical aspects, Rev.roum de geographie*, 42;
Gâştescu, P., Murărescu, O., Dinu, I., Breţcan, P., (2001), *Hidrologie continentală-lucrări practice*, Ed Zoom, Târgovişte;
Gâştescu, P., Zăvoianu, I., (2002), *Resursele de apă din România stare, calitate, management*, Rev. *Terra*, Anul XXX(L), nr. 2;
Guilcher, A., (1979), *Précis d'hydrologie-marine et continentale*, Ed. Masson, Paris;
Ichim, I., Bătucă, D., Rădoane, Maria, Duma, D., (1989), *Morfologia şi dinamica albiilor de râuri*, Ed. Tehnică, Bucureşti;
Lăzărescu, D., Panait, I., (1957), Tipurile de regim ale râurilor din R.P.R.; *Meteorologie şi hidrologie*, nr. 4;
Lvovici, M. I., (1945), *Elementî vodnogo rejima rek zemnogo şara*, Gidrometizdat, Moscva;
Pardé, M., (1969), *Fleuves et Rivieres*, Librairie Armand Colin, Paris;
Pişota, I. Buta, I., (1983), *Hidrologie*, Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti;
Pişota, I., Zaharia, Liliana, (1995), *Hidrologie. Lucrări practice*, Tipografia Universităţii din Bucureşti;
Pişota, I., Liliana, Zaharia, (2002), *Hidrologie*, Ed. Universităţii din Bucureşti;
Pişota, I., Zaharia, Liliana, Diaconu, D., (2005), *Hidrologie*, Ed. Universitară, Bucureşti;
Romanescu, Gh. (1996), *Hidrologie generală*, Univ. „Ştefan cel Mare", Suceava;
Roşca, D., (1959), *Hidrologie agricolă*, Ed. Agro-Silvică, Bucureşti;
Savin, C., (2001), *Hidrologia râurilor - teoretică şi aplicată*, Ed. Reprograph, Craiova;
Sorocovschi, V., (2002), *Hidrologia uscatului*, partea I şi a II-a, Casa cărţii de Ştiinţă, Cluj Napoca;
Sorocovschi, V., Buta, I., (1994), *Hidrometrie, (măsurători şi calcule hidrologice)*, Univ. "Babeş-Bolyai" Cluj-Napoca;
Stănescu, V.Al., (1995), *Hidrologie urbană*, Program Tempus "Sciences de l'eau et environnment", Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti;
Şerban, P. (1995), *Modele hidrologice deterministe*, Program Tempus "Sciences de l'eau et environnment", Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti;

Şerban, P. Stănescu, V.Al., Roman, P., (1989), *Hidrologie dinamică*, Ed. Tehnică, Bucureşti;
Şerban, Gh., Bătinaş, R., (2005), *Noţiuni practice de hidrologie, Partea I – Hidrogeologie, Potamologie*, Ed. Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca;
Tişcovschi, A., Diaconu, D., (2004), *Meteorologie şi hidrologie - lucrări practice,* Ed. Universitară, Bucureşti;
Trufaş, V., (1975), *Hidrochimie*, Tipografia Universităţii Bucureşti;
Ujvari, I., (1957), *Alimentarea Râurilor din R.P.R.*, Meteorologie şi hidrologie, nr.1;
Ujvari, I., (1972), *Geografia apelor României*, Ed Ştiinţifică, Bucureşti;
Ujvari, I.. Gâştescu, P., (1958), *Evaporaţia apei de la suprafaţa lacurilor din R.S.R.,* Meteorologie şi hidrologie, nr. 1;
Varduca, A., (1997), *Hidrochimia şi poluarea chimică a apelor*, Ed. H.G.A., Bucarest;
Voeikov, A.J., (1954), *Klimatî zemnogo şara*, A.N.S.S.S.R., Leningrad;
Zăvoianu, I., (1978), *Morfometria bazinelor hidrografice*, Ed. Acad. R.S. România, Bucureşti;
Zăvoianu, I., (1988), *Râurile-bogăţia Terrei*, Ed. Albatros, Bucureşti;
Zăvoianu, I., (2002), *Hidrologie*, ediţia a II-a, Ed. Fundaţiei România de Mâine, Bucureşti;
*** (1983), *Geografia României, vol. I, Geografia fizică*, Ed. Acad. R.S. România, Bucureşti.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL 4

GLACIOLOGIE

4.1. INTRODUCERE

Gheața reprezintă o importantă resursă de apă, o parte semnificativă a hidrosferei şi o componentă a ciclului hidrologic. Aproximativ 80% din resursele de apă potabilă (apă dulce) de pe Terra se găsesc în formele de gheață. Lacurile înghețate, gheața de pe râuri, apa subterană sub formă de gheață, deşi reprezintă un procent mic, în schimb, joacă un rol important în hidrologia unui teritoriu.

Hidrologia apei înghețate este o ramură tânără, dar pune multe probleme fundamentale care trebuie studiate. Cea mai mare parte a gheții rămâne stocată de la un an la altul, răspunzând numai variațiilor climatice de lungă durată.

Studiul tuturor aspectelor legate de gheață constituie obiectul **glaciologiei**. În accepțiunea americană glaciologia este restrânsă numai la studiul ghețarilor. Uneori există şi o înțelegere diferită a ramurii care se ocupă de gheață şi anume **criologia**. Dar criologia se ocupă de fenomenele (procesele) fizico-geografice legate de îngheț. Criologia studiază, într-un termen savant, criosfera care este învelişul discontinuu al suprafeței terestre situat la interferența atmosferei, hidrosferei şi litosferei.

Răspândirea ghețarilor şi a gheții perene. Permanent, gheața ocupă o mare suprafață (strat, înveliş) în Antarctica, Groenlanda şi alte insule arctice, multe circuri şi văi la mari altitudini şi latitudini, ca gheață subterană în regiunile cu îngheț veşnic (permafrost) şi în regiunile polare ca gheață flotantă (Antarctica, Arhipelagul Arctic Canadian, Groenlanda, Spitzbergen, Novaia Zemlea etc.).

Volumul de apă stocat în gheață şi în deosebi în calotele glaciare este foarte mare. Astfel, ca urmare a cercetărilor întreprinse în Antarctica se estimează un volum de 30106 km^3, reprezentând echivalentul precipitațiilor căzute în 60 de ani pe suprafața întregii planete Terra. Topirea acestei calote glaciare Antarctice ar ridica nivelul Oceanului Planetar cu circa 100 m.

Suprafața totală acoperită cu gheață şi strat permanent de zăpadă pe Terra însumează **16.227.500 km^2** şi volumul de **24.064.100 km^3** reprezentând o grosime medie de **1463 m** şi 1,74% din resursele mondiale de apă (sărate, dulci, subterane etc.) (Tab. 4.1.).

Tabelul 4.1. Repartiția suprafeței şi volumului de gheață

Unitatea teritorială	Suprafața (km^2)	Volumul (km^3)	Grosimea stratului de apă (m)	%
Antarctica	13.980.000	21.600.000	1546	1,56

Groenlanda	1.802.400	2.340.000	1298	0,17
Insulele arctice	226.100	83.500	369	0,006
Suprafețele muntoase (circuri, văi etc.)	224.000	40.600	181	0,003
Total Terra	16.227.500	24.064.100	1463	1,74

Grosimea calotelor glaciare în cele două mari regiuni (teritorii) variază între 1000 şi 3000 m, în Groenlanda, şi între 500 şi 4000 m, în Antarctica (Fig. 4.1., 4.2., 4.3., 4.4.).

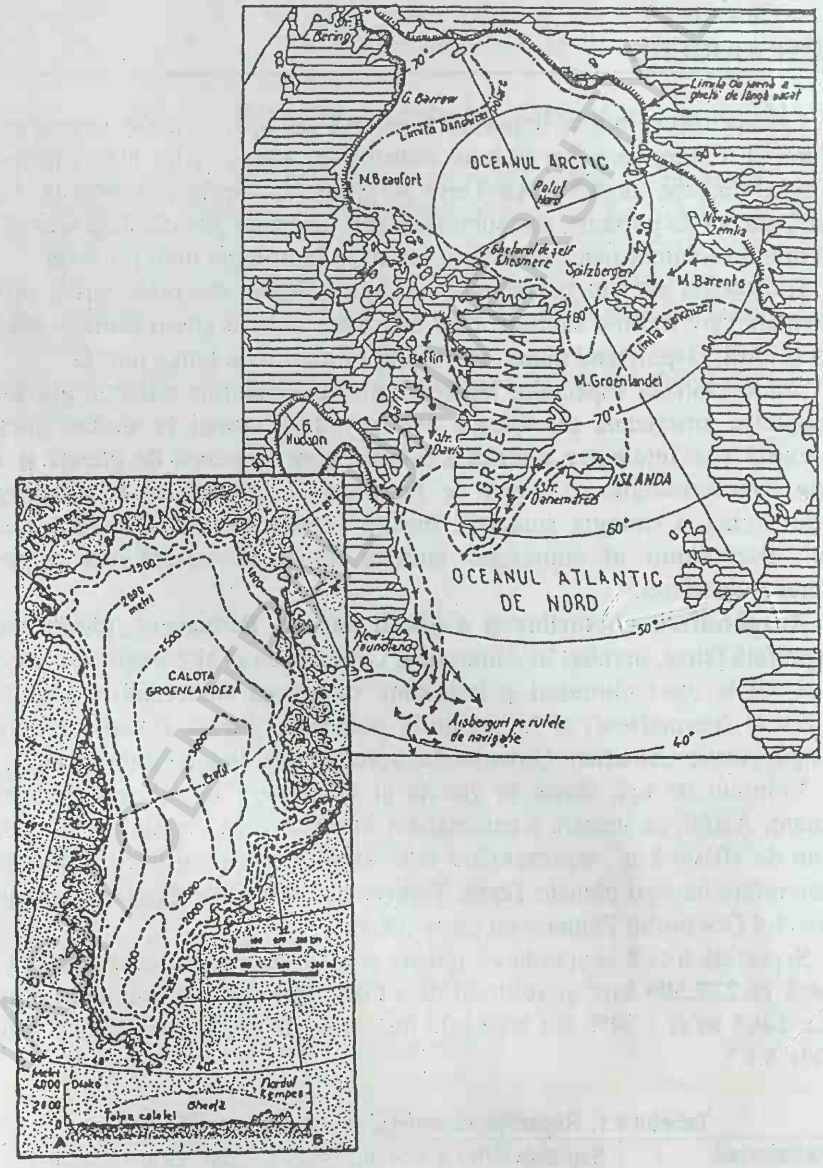


Fig. 4.1. Harta generală a insulei Groenlanda (după R.F. Flint „Glacial and Pleistocene Geology")

Fig. 4.2. Rutele obişnuite ale aisbergurilor în Oceanul Arctic (după A.N. Strahler)

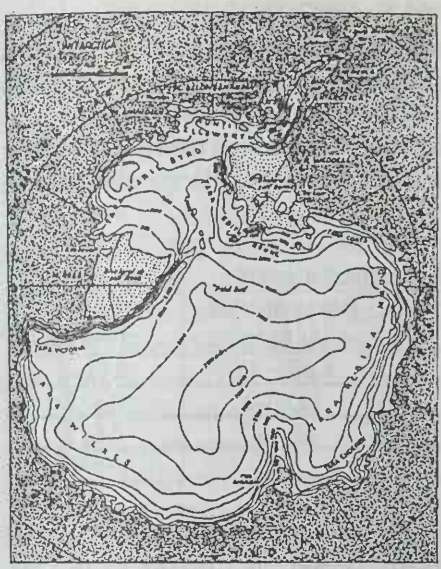


Fig. 4.3. Antarctica – grosimea calotei glaciare (din „Cartografia" lui John P. Tremblay)

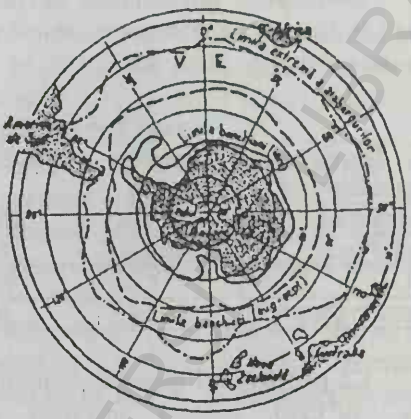
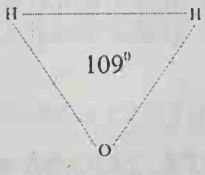


Fig. 4.4. Gheţarii marini din Antarctica (după A.N. Strahler)

4.2. PROPRIETĂŢILE ŞI STRUCTURA GHEŢII

STRUCTURA CRISTALINĂ A GHEŢII

După cum este cunoscut, atomul de oxigen este situat între doi atomi de hidrogen, într-un unghi de 109° faţă de centrul moleculei. Aceste molecule se pot uni formând o reţea de cristale în care fiecare atom de hidrogen leagă doi atomi de oxigen. Acest tip de fixare se numeşte **hidrogen legat** (hydrogen bond) şi care caracterizează structura cristalelor de gheaţă.



Această structură este construită mai departe prin încreţire a stratelor (păturilor) de atomi. Privită în direcţia axei cristalografice care este perpendiculară pe strate, atomii par a fi aşezaţi hexagonal. Glisarea stratelor de cristale fără a distruge omogenitatea reţelei este numită **glisare intercristalină**. În procesul de topire a gheţii reţeaua se distruge parţial, permiţând o adunare (strângere) a moleculelor de apă, determinând ridicarea densităţii în raport cu cea a gheţii.

Gheaţa mai poate exista şi în alte structuri cristaline. Astfel, s-au identificat încă şapte structuri la presiuni ridicate dar nu în cantităţi vizibile.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

UNELE PROPRIETĂȚI FIZICE ALE GHEȚII

Rezistența, elasticitatea şi plasticitatea gheții depind de mărimea şi forma granulelor, de impuritățile conținute, de rata de aplicare a stresului, de temperatură şi de orientarea rețelei cristaline.

Densitatea, porozitatea, permeabilitatea aerului, mărimea granulelor variază în funcție de starea apei solide de la zăpadă proaspătă la gheață conform tabelului de mai jos (Tab. 4.2.)

Tabelul 4.2. Proprietăți fizice ale zăpezii şi gheții

Tipul de zăpadă/gheață	Densitatea (g/cm^3)	Porozitatea (%)	Permeabilitatea aerului ($g/cm^2/s$)	Mărimea granulelor
Zăpadă nouă	0,01 - 0,3	99 - 67	> 400 - 40	0,01 - 5
Zăpadă veche	0,2 - 0,6	78 - 35	100 - 20	0,5 - 3
Firn	0,4 - 0,84	56 - 8	40 - 0	0,5 - 5
Gheață în ghețar	0,84 - 0,917	8 - 0	0	1 - >100

Ca **proprietăți termale** menționăm căldura de fuziune a apei spre gheață (79,8 cal/°C/g), căldura specifică a gheții (0,506 la fiecare cal/°C/g), conductivitatea termică (54×10^{-4} cal/°C/s), coeficientul linear de expansiune la temperatura de topire ($52,7 \times 10^{-6}$ pe grad centigrad).

Efectul sării. O mică cantitate de sare are un efect mare asupra proprietăților termice şi fizice ale gheții.

În procesul de îngheț, există o tendință de excludere a sării din gheață. În mod obişnuit gheața din apa mării are o salinitate de 0,3 - 0,5% iar cea cu o vechime mai mare de un an are numai 0,1% sare.

Aceste mici cantități de sare creează mari diferențe în proprietățile şi structurile dintre gheața proaspătă (dulce) şi cea sărată.

În mod normal, apa marină cu o salinitate de 3,25% începe să înghețe la -1,8°C şi devine complet înghețată la -53,9°C.

În condițiile apelor sărate, la începutul procesului de îngheț salinitatea gheții este mai mică în comparație cu cea a apei marine, dar pe măsura avansării înghețului elementele (componentele) apei sărate sunt preluate de gheață.

În cazul unui proces de îngheț rapid, de exemplu la o temperatură de -53°C, în eşantionul de gheață se găsesc numai 6,3% sare solidă şi 93,7% gheață pură.

4.3. FORMAREA GHEȚII ÎN APĂ, ZĂPADĂ ŞI SOL

Formarea gheții în **scurgerea turbulentă** se produce la o mică răcire a apei datorită turbulenței şi pierderii căldurii de fuziune. În asemenea condiții gheața începe cu dezvoltarea a numeroase cristale subțiri de forma discului.

În **apele liniştite** cristalele se dezvoltă mai întâi la suprafață, dar creşterea lor este relativ mai înceată în comparație cu apele turbulente unde acestea se dezvoltă pe toată adâncimea albiei. Sunt situații când cristalele de gheață se formează pe fundul apei (gheață ancoră) datorită pierderii căldurii prin substratul obiectului de apă.

TRANSFORMAREA ZĂPEZII ÎN FIRN ŞI APOI ÎN GHEAŢĂ

Zăpada nou căzută este albă, afânată, cu o densitate ce variază între 0,1 şi 0,3 g/cm^3. Pe măsură ce se îngroaşă stratul are loc un proces de tasare (îndesare) însoţit de procese de topire locală. În acest sens, densitatea creşte de la 0,4 la 0,5 g/cm^3.

Prin procesul de îngheţ şi dezgheţ, recristalizare şi alte procese secundare se produce o compactare a stratului de zăpadă-gheaţă, numit **névé** sau **firn**. Se apreciază de către glaciologi că de la densitatea de 0,55 g/cm^3 în sus, depozitul de zăpadă se poate numi firn (névé).

Continuarea procesului de recristalizare şi reducerea spaţiilor dintre particulele de gheaţă şi deci eliminarea parţială a aerului, conduce la creşterea densităţii până la 0,82 - 0,84 g/cm^3 fază în care firnul trece în gheaţă. Gheţarii care au vârste mari, ajung la densităţi de 0,90 g/cm^3 aproape de densitatea teoretică a gheţii pure, care este de 0,917 g/cm^3.

În regiunile polare şi în cele muntoase înalte de la latitudini temperate şi chiar tropicale tranziţia de la zăpadă la gheaţă se face direct fără faza intermediară de firn (în anumite condiţii). Zăpada dintr-un an se topeşte şi formează un strat de gheaţă suprapus peste cel anterior încât analiza coloanei de gheaţă a profilului permite determinarea vârstei calotei glaciare sau a gheţarului de munte.

FORMAREA GHEŢII ÎN SOL (GHEAŢĂ SUBTERANĂ)

Este mai greu de studiat datorită mai multor variabile care concură dintre care patru sunt esenţiale: aerul, apa, gheaţa şi particulele de sol. Punctul de îngheţ al apei în sol este modificat datorită impurităţilor şi a mărimii particulelor de sol.

Datorită neomogenităţii solului şi a depozitelor litologice, procesul de îngheţ diferă. Astfel, într-un depozit afânat, îngheţul se realizează mai repede decât în rocile compacte.

În climatul rece, orizontul (stratul) de pământ îngheţat poate persista de la un an la altul, proces cunoscut sub denumirea de **permafrost** (îngheţ veşnic sau permanent) fiind extins în Alaska şi Siberia. Permafrostul cunoscut şi sub numele de **pergelisol** atinge grosimea de 150-300 m în arhipelagul Spitzbergen şi chiar 400 m în Iakuţia (Federaţia Rusă). Permafrostul, care se comportă ca un strat impermeabil, controlează distribuţia apelor subterane.

4.4. DEFINIREA ŞI CLASIFICAREA GHEŢARILOR

Un gheţar poate fi definit ca un corp de gheaţă situat pe un anumit teritoriu rezultat din recristalizarea zăpezii sau a altor forme solide de precipitaţii.

Un gheţar, o masă de gheaţă, trebuie să îndeplinească trei condiţii: o suprafaţă unde zăpada sau gheaţa acumulată în exces se topeşte; o altă suprafaţă unde se acumulează zăpada sau gheaţa; să existe un transfer de masă prin procesul creep de la o regiune la alta (Fig. 4.5.)

Gheţarii se prezintă într-o gamă foarte variată de forme şi caracteristici.

În privinţa mărimii se înscriu de la cele mai mici mase de gheaţă (montane) la calotele glaciare polare (Antarctica, Groenlanda). Unii se găsesc în regiuni cu

precipitații bogate asigurând o cantitate importantă de apă în alimentarea râurilor. Alți ghețari se găsesc în regiuni aride unde sunt alimentați de câțiva mm de precipitații iar apa furnizată în procesul scurgerii este neglijabilă.

Această mare diferență în aspect, regim, caracteristici hidrologice poate fi ilustrată și descrisă prin trei parametri - formă, temperatură și activitate.

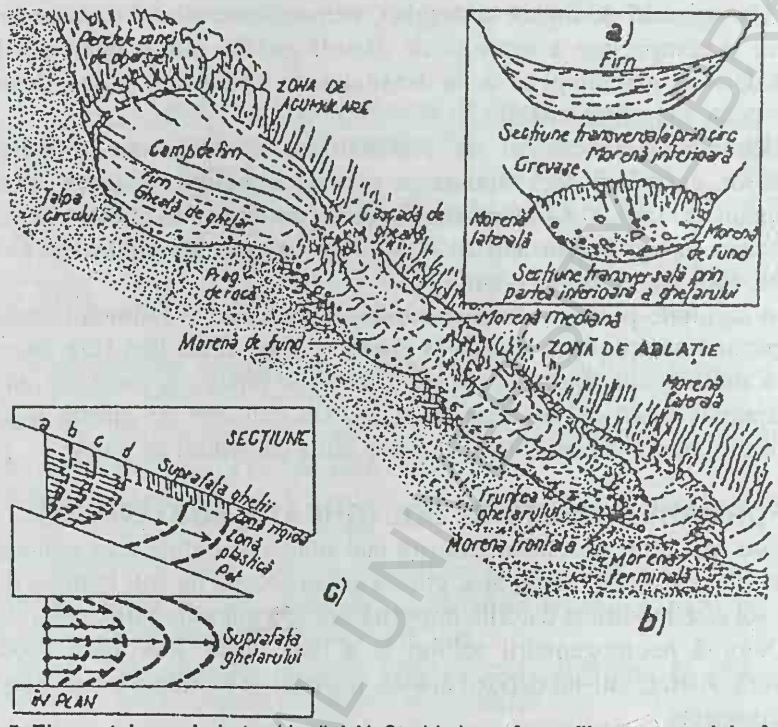


Fig. 4.5. Elementele unui ghețar (după A.N. Strahler): a – în profil transversal; b - în profil longitudinal; c - repartiția vitezelor de curgere în limba unui ghețar

CLASIFICAREA DUPĂ FORMĂ (MORFOLOGIE)

După formă ghețarii se pot împărți în trei grupe și anume:

Ghețari care se extind continuu sub forma unor câmpuri (calotele glaciare) sau ghețari continentali (Antarctica, Groenlanda). Deplasarea acestor ghețari în toate direcțiile creează la margine, deasupra mărilor sau oceanelor abrupturi numite banchize din care se rup blocuri mari formând aisberguri ce sunt luate de curenții marini și transportați la mari distanțe.

Ghețarii de altitudine (montani) care se desfășoară și în afara zonei reci, în cea temperată și tropicală sub forma ghețarilor **de circ** și **vale glaciară**. În această categorie intră ghețarii din Munții Alpi, Himalaia, Caucaz, Pamir, Kenia, Kilimandjaro, Stâncoși, Anzi. De asemenea, urmele acestor tipuri de ghețari se văd în Carpați, ei persistând în perioadele glaciare din Cuaternar.

Ghețarii izolați, independenți la marginea regiunilor glaciare, cum ar fi: ghețarii **de piemont** în SE Alaskăi, ghețarii **de margine** și ghețarii **de șelf** (Fig. 4.6.).

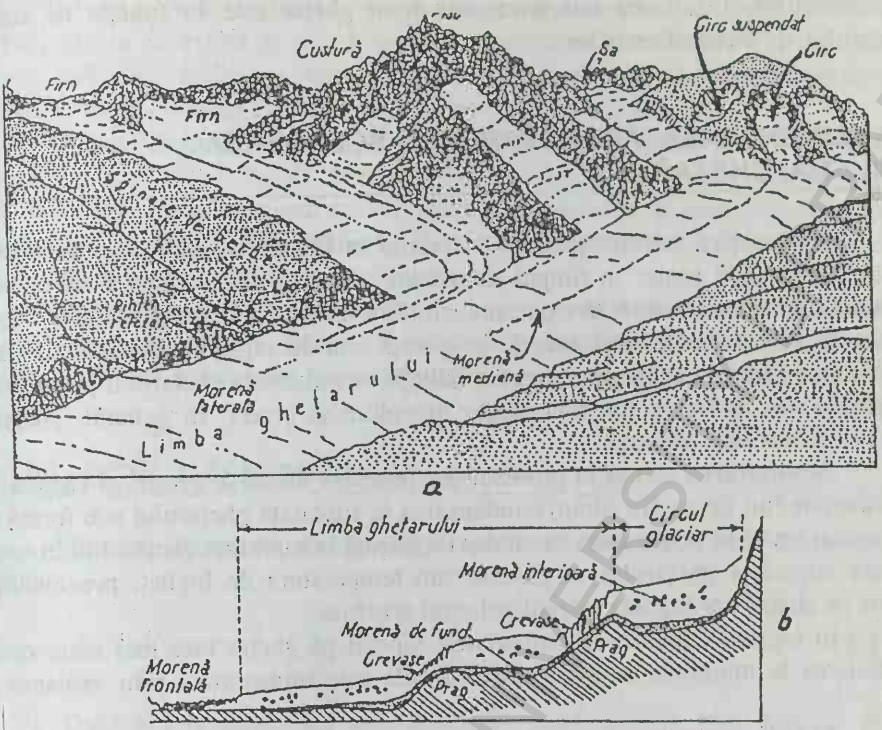


Fig. 4.6. Părțile componente ale unui ghețar alpin: a – în plan; b – în profil
(după I. Pișota și I. Buta, 1983)

CLASIFICAREA DUPĂ TEMPERATURĂ

Ghețarii din zona temperată unde temperatura lor corespunde punctului de topire a gheții cu excepția perioadei de iarnă când stratul superior îngheață. Acești ghețari (Scandinavia, Alpi, Stâncoși etc.) alimentează râurile în procesul scurgerii lichide.

Ghețarii din zona subpolară când vara temperatura la suprafață este la punctul de topire contribuind la alimentarea râurilor dar în procente reduse (ghețarii din sudul calotei glaciare din Groenlanda).

Ghețarii din zona polară care au temperatura sub punctul de îngheț pe o grosime mare și care nici în timpul „verii" nu au loc procese de topire (Antarctica).

CLASIFICAREA DUPĂ DINAMICĂ

Se împart în ghețari **activi** și **pasivi** care depind de grosimea, viteza deplasării și bilanțul material.

Rata mișcării unui ghețar activ este, de regulă, mare pentru că transportă o mare cantitate de precipitații solide de la o regiune la altă regiune unde aceasta se topește. Un ghețar pasiv sau inactiv are o deplasare lentă datorită cantității mici sau foarte mici de precipitații solide care se acumulează. Primul tip, de ghețar activ, se găsește în mediul maritim, la marginea calotelor care ajunge la țărmul oceanului și la latitudini medii. Al doilea tip, inactiv, se găsește în zonele polare, într-un mediu

continentalizat. Înaintarea sau retragerea unui ghețar este în funcție de starea ghețarului, de metabolismul lui.

4.5. ALIMENTAREA (ACUMULAREA) ŞI SCURGEREA (ABLAȚIA) GHEȚARULUI

Ghețarul se măreşte şi scade în volum în funcție de cantitatea de zăpadă primită şi rata de topire în timpul diferitelor sezoane. Ca un ghețar să rămână constant (ca volum) trebuie să existe un echilibru între acumulare şi pierdere. Acest aspect se referă la bilanțul masei de gheață sau la regimul ghețarului. Dacă acumularea zăpezii depăşeşte scurgerea (ablația = reducerea ghețarului prin topire, evaporare sau deflație), ghețarul creşte în volum şi invers. În general, ghețarul caută să-şi mențină volumul.

Acumularea constă în procesul de creştere a masei de gheață şi zăpadă. În anumite condiții de mediu (timp) condensarea la suprafața ghețarului sub formă de chiciură şi grindină poate spori cantitatea de gheață la suprafața ghețarului. În cazul în care suprafața ghețarului se găseşte sub temperatura de îngheț, precipitațiile căzute pe ghețar vor îngheța mărind volumul acestuia.

În regiunile muntoase acumularea zăpezii pe ghețar este mai mare decât acumularea la marginile acestuia unde zăpada este transportată prin avalanşe şi vânt.

Zăpada acumulată pe ghețar este transformată în firn şi apoi în gheață. Această transformare rezultă din creşterea particulelor şi a densității care, în final, omogenizează contrastul dintre dimensiunile particulelor şi densitatea existentă între stratele aparținând diferiților ani.

Probele luate în profunzime de pe un ghețar, pun în evidență această succesiune a stratelor anuale de gheață acumulate. Probele prelevate din ghețarii din Groenlanda şi Antarctica şi analizate prin spectrometrie relevă faptul că izotopul Oxigen-18 este mai puțin abundent în precipitațiile mai reci. Schimbările oxigenului din O_{18} în O_{16} reflectă schimbările în temperatura precipitațiilor şi pot fi folosite la identificarea stratelor de gheață formate vara sau iarna.

Ablația se referă la toate procesele prin care materialul solid este îndepărtat de pe ghețar. În zona temperată topirea gheții este un proces predominant în comparație cu ablația care reprezintă numai câteva procente din pierderea volumului. Evaporația de pe ghețar este mai puțin importantă deoarece căldura de vaporizare a gheții este mult mai mare decât căldura de fuziune. Ghețarii care au partea terminală în lacuri şi oceane pierd din volum prin desprinderea aisbergurilor.

În anumite zone arctice, o cantitate apreciabilă de zăpadă şi gheață neconsolidată este deplasată de vânt. În mod normal ablația se produce la suprafața ghețarului.

Fluxul de căldură din scoarța terestră (de la baza ghețarului) nu străbate masa ghețarului şi în anumite condiții procesul de topire are loc la baza acestuia dar în procente reduse. Cele două procese - ablația de la suprafață şi topirea de la baza ghețarului însumează aproape 16,4 cm^3/an/6,4 cm^2 raportat la suprafața acestuia.

Ablația zăpezii, firnului și gheții este cauzată în principal de radiația interceptată la suprafață și prin transferul căldurii prin convecție din aer (dintre acestea radiația este cea mai importantă). Condensarea și evaporația pot realiza și absorbi ceva căldură dar nesemnificativă pentru bilanțul ghețarului.

Limita firnului este nivelul cel mai ridicat al unui ghețar în care stratul de zăpadă din iarnă este redus de ablația sezonieră. Deci limita firnului corespunde cu nivelul la care acumularea este egală cu ablația considerată în zona ghețarilor polari și subpolari ca **limită de echilibru**. Deasupra limitei de echilibru este **zona de acumulare** și sub aceasta **zona de ablație**.

Bilanțul masei ghețarului depinde de raportul dintre rata de acumulare și rata de ablație. Așadar **limita firnului** reprezintă indicatorul pentru starea ghețarului, limită ce se poate observa în teren.

4.6. BILANȚUL MASEI DE GHEAȚĂ

Bilanțul masei de gheață (Bg) reprezintă diferența dintre acumulare și ablație.

$$Ac > Ab \longrightarrow + Bg; \quad (4.1)$$

$$Ac < Ab \longrightarrow - Bg. \quad (4.2)$$

Dacă acumularea (Ac) este mai mare decât ablația (Ab) este un bilanț pozitiv și deci ghețarul crește și invers.

Deci bilanțul masei de gheață poate fi definit ca o schimbare a volumului sau a masei. Deoarece densitatea unui ghețar variază cu timpul este preferabil să se vorbească de schimbarea masei și nu a volumului ghețarului. Cu timpul se poate micșora volumul pe seama creșterii densității și deci să fie o micșorare de masă de gheață. Cunoașterea sensului de evoluție a bilanțului masei de gheață (+ sau -) este importantă în stabilirea evoluției ghețarului, de creștere sau de scădere.

În cazul ghețarilor montani este important unde se fac măsurătorile pentru determinarea raportului dintre Ac și Ab deoarece Ac crește odată cu altitudinea ghețarului (H) și invers în cazul lui Ab.

4.7. SCURGEREA APEI DIN GHEȚAR

În zona temperată ghețarii reprezintă o rezervă importantă pentru scurgerea lichidă și alimentarea râurilor. Caracteristicile hidrologice ale ghețarilor sunt complexe datorită parametrilor care se schimbă în cursul unui an.

În timpul primăverii ghețarul este acoperit cu un strat de zăpadă la temperatura de topire. Apa topită din acest strat și precipitațiile lichide care cad trebuie să treacă prin percolare, până la partea solidă a ghețarului și să-și realizeze canale de scurgere (drenaj). În timpul verii stratul de zăpadă devine mult mai subțire și rețeaua de drenaj de pe ghețar este mult mai conturată.

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În aceste condiții apa topită și scursă pe ghețar trece în rețeaua hidrografică propriu-zisă. În timpul iernii acest proces este oprit și doar o mică cantitate de apă din interiorul ghețarului este drenată.

Procesul menționat mai sus începe la baza inferioară a ghețarului (în cazul ghețarilor montani de vale) și treptat avansează spre altitudine către mijlocul verii.

Scurgerea apei din topirea ghețarului prezintă o variație zilnică cu un decalaj de câteva ore, pe tributarii acestora. Evident la marginea ghețarului scurgerea maximă este în a doua parte a zilei și noaptea pe arterele din aval.

Apa rezultată din topirea zăpezii, firnului sau gheții este în strânsă legătură cu cantitatea de energie calorică acumulată de la soare și din atmosferă de către ghețar.

Temperatura aerului măsurată la o stație meteorologică standard apropiată de ghețar nu este cauza directă (nu poate fi considerată) a topirii gheții. Cu toate acestea condițiile de radiație ridicată care determină rata de topire este reflectată și temperatura ridicată a aerului. Este de așteptat, deci, o corelație între temperatura aerului și scurgerea din ghețar.

Scurgerea din ghețar este, totuși, în întârziere față de temperatura aerului, de aceea o corelație între temperatura zilnică a aerului și scurgerea lichidă zilnică din ghețar nu este semnificativă. Din această cauză se recomandă a se lua în considerare temperatura aerului cu un anumit număr de zile înaintea zilei pe care o analizăm pentru scurgerea lichidă din ghețar.

În urma unor studii întreprinse pe ghețarul Athabaska din statul Alberta - Canada de către W. H. Mathews de la Universitatea Columbia Britanică a stabilit că pentru scurgerea medie zilnică trebuie să se folosească relația:

$$Q = e + f\left(\sum T\right) \text{ în care} \qquad (4.3.)$$

$$T = T_{z+k} \cdot T_{z-1} + k_2 \cdot T_{z-2} + \ldots + k_s \cdot T_{z-s} \qquad (4.4.)$$

unde:

Q - este scurgerea (debitul) medie pentru o anumită zi;

e, f - coeficienți determinați prin analiza regresiei;

k - coeficient subunitar care este luat în considerare având în vedere că vremea influențează cu câteva zile anterior momentului efectuării determinării;

Tz - temperatura medie a zilei z la o stație meteorologică apropiată;

S - numărul de zile anterioare zilei în care se analizează scurgerea.

Autorul a găsit valori pentru coeficientul k = 0,7 - 0,8 și a stabilit că numărul de zile pentru care este făcută corelația nu trebuie să fie mai mare de 6 (s = 6) (Fig. 4.7.).

4.8. DEPLASAREA GHEȚARILOR

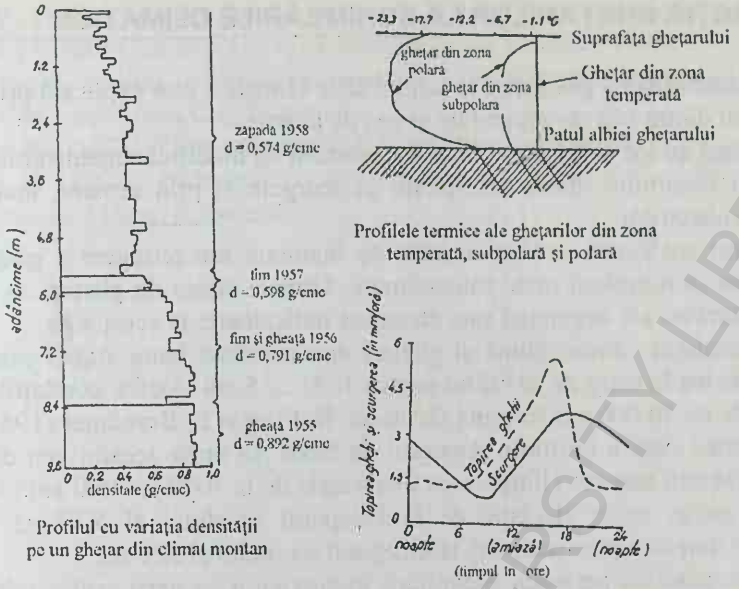
Măsurători asupra deplasării ghețarilor se fac de peste 200 de ani pentru a putea determina reacția acestora asupra schimbărilor climatice.

Deformarea masei de gheață cristalină se poate produce în trei moduri:

-ajustare interglanulară;

-recristalizare;

-alunecare interglanulară.



Profilul cu variația densității pe un ghețar din climat montan

Profilele termice ale ghețarilor din zona temperată, subpolară și polară

Variația zilnică a topirii gheții și scurgerii de pe ghețarul South Cascade, timp de 14 zile dintr-o perioadă caldă (după F. Meier, 1961)

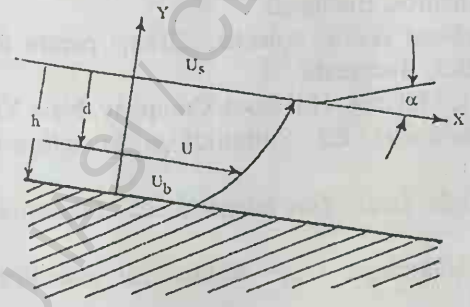
Fig. 4.7. Aspecte ale proceselor fizice în masa unui ghețar

Ajustarea interglanulară care se aseamănă cu rotirea particulei ca un bob într-un vârtej are loc numai la suprafața stratului de zăpadă deoarece particulele de gheață au forme neregulate.

Deformarea prin recristalizare se datorează presiunii exercitate și are drept consecință transferul atomilor dintr-o rețea de cristale în alta vecină.

Alunecarea intergranulară constă în deformarea unei rețele de cristale fără a fi ruptă dar alunecând paralel cu altă rețea. Măsurarea axei cristalelor indică faptul că planurile alunecate sunt distinct orientate în direcția presiunii (stres-ului) suferit de ghețar.

Viteza de scurgere a unui ghețar este laminară și se produce pe două direcții (x și y) conform schiței (Fig. 4.8.).



X, Y - cele două axe pe care are loc curgerea
U_b - viteza la patul ghețarului
U_s - viteza la suprafața ghețarului
U - viteza ghețarului
h - grosimea ghețarului
d - adâncimea la care se determină viteza medie

Fig. 4.8. Viteza de scurgere a unui ghețar

În deplasarea lui, ghețarul suportă și constrângerea versanților văii (în cazul ghețarului montan de vale).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4.9. REACȚIA GHEȚARILOR LA SCHIMBĂRILE CLIMATICE

Sensibilitatea gheţarilor la schimbările climatice este explicată prin ruperea echilibrului dintre rata de acumulare şi cea de ablaţie.

Dacă au loc schimbări climatice, gheţarii îşi modifică dimensiunile datorită schimbării raportului dintre precipitaţii şi scurgere şi prin urmare, înaintarea şi retragerea gheţarilor.

Prin analizarea acestor aspecte de înaintare sau retragere a gheţarilor se poate reconstitui tabloul unor paleoclimate. Urmele lăsate de gheţari ca: morene, terase, schimbări ale vegetaţiei sunt elemente indicatoare, în acest sens.

Corelaţiile dintre climă şi gheţari dau rezultate bune atunci când se fac pentru o perioadă mare de ani şi nu pentru 1, 2, ..., 5 ani. Astfel, corelaţiile extinse pe perioade de 70.000 ani în urmă făcute de R. Flint şi F. Brandtner (1961) au dat rezultate bune pentru teritoriul Americii de Nord. În urma acestui gen de analize s-au putut stabili aspecte climatice ca intervalele de la 3000 la 7000 ani în urmă ca uscate şi calde, mica glaciaţie de la începutul secolului al XVI-lea. Această perioadă şi umedă a persistat până la începutul secolului al XX-lea.

Începând cu perioada dezvoltării industriei, a creşterii ariilor urbane care consumă mult oxigen şi se elimină bioxid de carbon prin arderi, are loc aşa zisul „efect de seră" care se manifestă prin ridicarea temperaturii medii a aerului, intensificarea topirii calotelor glaciare şi ridicarea nivelului Oceanului Planetar. În acest sens se întreprind numeroase studii care estimează cauzele şi consecinţele, pe de o parte, şi măsurile pe plan global, planetar ce se impun a fi luate, pe de altă parte.

BIBLIOGRAFIE

Gâştescu, P., (1998), *Hidrologie (cap. Glaciologie)*, Ed. Roza Vânturilor, Târgovişte;

Grecu, Florina (1997), *Gheaţă şi gheţari. Introducere în glaciologie*, Ed. Tehnică, Bucureşti;

Iancu M., (1978), *Universul alb*, Ed. Albatros, Bucureşti;

Ichim I., (1980), *Hipercontinentul îngheţat veşnic*, colecţia, „Ştiinţa pentru toţi", nr. 95, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti;

Meinzer, O., (editor) (1942), *Hydrology*, McGraw-Hill Book Company, New York;

Neamu, Gh., (1982), *Geografia Antarctidei*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti;

Pişota, I., Buta, I., (1983), *Hidrologie (cap. Glaciologie)*, Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti;

Pişota, I., Zaharia, Liliana, (2002), *Hidrologie (cap. Noţiuni de glaciologie)*, Editura Universităţii din Bucureşti;

Robin, G. de Q., (1962), *The ice of the Antartic*, în „*Scientific American*" 207;

Sharp, R.P. (1951), *Accumulation and ablation on the Seward-Malaspina glacier system, Canada-Alaska,* în "Geol. Soc. Amer. Bull." 62;

Sharp, R.P., (1954), *Glacier flow: a review*, în „Geol. Soc. Amer. Bull." 65;
Sharp, R.P., (1960) *Glaciers*, Univ. of. Oregon Press, Eugene;
Sorocovschi,V., (2003), *Hidrologia uscatului (cap. glaciologie)*, partea I-II, Ed. Casa Cărții de Știință,Cluj-Napoca;
Strahler, A.N., (1973), *Geografie fizică*, Ed. Științifică, București;
Zăvoianu, I., (2002), *Hidrologie (cap. glaciologie)*, ediția a II-a. Ed. Fundația România de Mâine, București.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul 5

LIMNOLOGIE

5.1. CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA LIMNOLOGIEI

Limnologia este ramura ştiinţei care se ocupă cu studiul lacurilor naturale şi artificiale sub aspectul genezei depresiunilor lacustre, regimului hidrologic, termic şi chimic, al capacităţii de dezvoltare a asociaţiilor floristice şi faunistice, al relaţiilor cu mediul înconjurător şi al valorificării lor de către om. Termenul derivă din grecescul „**limnos**", care înseamnă lac, baltă, mlaştină.

Limnologia este ştiinţa de graniţă între geografie, hidrologie şi biologie şi are strânse legături şi cu alte ştiinţe, de la care împrumută unele metode de cercetare (P. Gâştescu, 1972, 1979, 2000).

Limnologia aparţine geografiei, prin concepţia şi metodele folosite; ea analizează depresiunea şi modul cum s-a format un lac, volumul de apă acumulat şi caracteristicile acestuia în raport cu factorii mediului înconjurător, modul de folosire etc. (*biotopul lacustru*). *În egală măsură, aparţine şi biologiei*, prin analizarea asociaţiilor floristice şi faunistice din lac (biocenozele lacustre).

Cu alte cuvinte, *biotopul lacustru* (depresiunea şi apa) formează o subramură a limnologiei numită **limnologie fizică** (**geografia lacurilor**), iar *biohidrocenoza* (*biocenozele lacustre*) o altă subramură, numită **limnologie biologică** (**biologia lacurilor**) (P. Gâştescu, 1979).

Întrucât biotopul şi biohidrocenoza dintr-un lac alcătuiesc un întreg, lacul şi, respectiv, lacurile reprezintă sisteme tipice în natură, pe care le numim **limnosisteme** (**ecosisteme lacustre**), un adevărat microcosmos, cum le-a comparat biologul american S. Forbes (1887).

În acelaşi mod concepea lacurile şi G. E. Hutchinson (1957), din care citãm: „*Lacurile, de altfel, formează sisteme mai mult sau mai puţin închise, care permit o abordare, pe bază de comparaţie reală, a mecanismului naturii*" (op. cit., pag. 2). La cele afirmate de Hutchinson, adăugăm noi că, *prin relaţiile lacului cu mediul înconjurător, prin schimbul de substanţe şi energie pe multiple căi (apă, aer, suprafaţa uscatului, substratul geologic, floră şi faună, input şi output antropic), acesta constituie un ecosistem deschis* (P. Gâştescu, 1970, 1980, 2000).

Conceptul de limnologie, expus sumar mai sus, reprezintă sfera cea mai largă de înţelegere, aşa cum a şi fost fundamentată de clasicii acestei ramuri ştiinţifice.

Dar mai există şi un al doilea concept privind limnologia, cel folosit de biologi, în general, şi de hidrobiologi, în special. În această accepţiune, *limnologia*

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

este ştiinţa care se ocupă cu studiul apelor continentale sub aspect biologic, deci ape curgătoare, stătătoare, izvoare, fie că sunt dulci, salmastre sau sărate. Potrivit acestui concept, studiul hidrosferei ar aparţine oceanografiei şi limnologiei (Ch. Goldman, Alex. Horne, 1983). Iniţiatorul acestei direcţii, al acestui mod de a concepe limnologia, a fost Aug. Thienemann (1926).

5.2. SCURT ISTORIC AL LIMNOLOGIEI

Ca ramură a ştiinţei, şi nu ca mod de folosire a lacurilor, limnologia are ceva peste 100 de ani, deoarece fondatorul acesteia este considerat elveţianul F. A. Forel, fost profesor la Universitatea din Lausanne, care a început cu „*Introduction a l'étude de faune profonde du lac Léman*" (1869) şi a publicat o amplă monografie asupra acestui lac în trei volume („*Le Léman: monographie limnologique*", Lausanne, 1892, 1895, 1904), un manual („*Handbuch der Seenkunde: allgemeine Limnologie*", Stuttgart, 1901) şi peste 100 lucrări (articole) limnologice.

Cercetători din multe domenii au contribuit la îmbogăţirea limnologiei. Fizicienii au studiat probleme de hidrodinamică, optică şi termodinamică, chimiştii au descifrat ciclurile chimice din apa lacurilor, geografii şi geologii au explicat ciclul hidric şi bilanţul apei lacurilor, originea şi evoluţia depresiunilor lacustre, biologii s-au ocupat de floră şi faună etc.

Aceste cercetări cuprinzătoare, pe care în 1910 James Chumley le totalizează la peste 2900 titluri ca anexă la lucrarea lui J. Murray - „*Batymetric Survey of Scottish Fresh Water Lochs of Scotland*", Edinburgh, 1900 („*Cercetări batimetrice asupra lacurilor scoţiene cu apă dulce*") -, au fost sintetizate şi au intrat în tratate de specialitate. Astfel, J. Murray, în cercetările sale exhaustive asupra lacurilor Scoţiei, a adus metodologia oceanografilor şi hidrografilor.

În 1923, W. Halbfass a publicat tratatul său de geografia, fizica şi chimia lacurilor („Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde", Berlin), lucrare rămasă ca bază în limnologie până la publicarea volumului lui E. Hutchinson în 1957.

Cercetările de limnologie s-au extins repede în toate continentele, fiind făcute de cercetători individuali sau în echipe aparţinând mai ales laboratoarelor universitare sau chiar unor institute de profil. Pentru cuprinderea problemelor şi conjugarea eforturilor specialiştilor limnologi, la iniţiativa a doi specialişti limnologi, August Thienemann şi Einar Naumann, prin adeziunea a 103 cercetători din diferite ţări, s-a înfiinţat la Kiel - Germania, pe 1 ianuarie 1922, **Societatea Internaţională de Limnologie** (S.I.L. - Societas Internationalis Limnologiae). De la cei 100 membri fondatori, societatea numără astăzi peste 1500 membri şi organizează periodic congrese.

În România, cercetarea lacurilor, după unele începuturi în perioada 1935-1950, cunoaşte o diversificare şi intensificare în perioada 19601990, când se pun bazele unei şcoli de limnologie fizică recunoscută şi apreciată pe plan internaţional. Problemele abordate se referă la geneza depresiunilor lacustre, bilanţul hidric, caracteristicile termice şi chimice, tipologia limnologică, ecologia lacustră în contextul ecologiei regionale, unde, pe lângă lacurile naturale, sunt integrate şi cele artificiale.

Simpozioanele organizate (1967, 1970, 1980, 1992) şi **Comisia de Hidrologie şi Limnologie** din cadrul Academiei Române constituie prilejuri şi locuri în care se dezbat problemele de limnologie. Lucrările publicate sunt de sinteze la nivel naţional şi mondial (P. Gâştescu, 1963, 1969, 1971, 1979), regionale (I. Pişota - 1971, Al. Săndulache - 1970, Ariadna Breier - 1976), numeroase articole în reviste de specialitate (P. Gâştescu, I. Pişota, V. Trufaş, B. Driga, Ariadna Breier, Tatiana Nicolae etc.).

5.3. DEFINIREA TERMENILOR DE LAC ŞI BALTĂ

Înainte de a trece la prezentarea celor mai importante probleme ale limnologiei, considerăm că se cuvine să vedem şi ce este un lac. Nu este lipsit de interes să facem această precizare, mai bine zis să definim de la început noţiunea de lac, deoarece în acest sens există mai multe puncte de vedere.

Mai întâi reproducem unele definiţii date în diverse lucrări generale sau de specialitate. În „*Grand Larousse*", Paris, 1962, „*lac este suprafaţa de apă stagnantă, mai mult sau mai puţin adâncă şi mai mult sau mai puţin întinsă, înconjurată de pământ din toate părţile*"; în „*Enciclopedia Geografică*" sovietică (rusă), Moscova, 1962, vol. III, pag. 146: „*depresiuni pe suprafaţa uscatului umplute cu apă ..., cel mai mare lac - Marea Caspică (371.000 km^2), cel mai adânc - Lacul Baikal (1620 m)*"; în „*Limnologie, L'étude des eaux continentales*", („*Limnologia - studiul apelor continentale*"), Paris, 1966, a lui B. Dussart se spune: „*noi păstrăm mai simplu termenul de lac tuturor depresiunilor naturale sau artificiale conţinând apă şi având o viaţă proprie, o anumită autonomie*".

Iată şi reflecţiile lui Simion Mehedinţi expuse în lucrarea sa „*Terra*" (1930) în problema definirii lacului: „*Florel defineşte lacul aşa o masă de apă stătătoare, într-o adâncitură a feţei pământului, care nu stă în directă comunicaţie cu marea. Ca să putem ajunge la o clasificare riguroasă, ar trebui ca toate caracterele acestea să fie esenţiale şi uşor de precizat. În realitate nu e aşa. Mai întâi, apa lacului nu e stagnantă decât în chip foarte relativ. E drept că unele lacuri îşi primenesc apa lor abia în timp de secole, dar altele o schimbă foarte iute. Putem oare afirma că apa lacului Geneva e stătătoare sau a lacurilor din nordul Americii şi atâtor altor lacuri prin care trece vreun mare râu? Râul întreg pare uneori ca o salbă de lacuri (este cazul în zilele noastre şi cu salba de lacuri construite de om pe râuri - n.n.), iar tranziţia de la apa liniştită la apa curgătoare e aproape nesimţită ... Tot astfel, în delte e greu să determinăm, şi pe hartă, şi în natură, dacă lacul adevărat este numai ochiul de apă liberă, cât se vede, ori e toată masa lichidă, acoperită şi deci ascunsă privirii, de podul plutitor ce se numeşte plaur... Când un golf de mare e închis cu vremea de un curent litoral, în ce moment încetează apa aceea de a fi golf, spre a deveni lac? În antichitate, oraşul Istria era port la sudul deltei dunărene. Astăzi, ruinele portului se găsesc în mijlocul unei lagune. În ce moment golful a început să fie considerat lagună?*" (op. cit., pag. 914).

În lucrarea „*Biologia apelor*", autor C.S. Antonescu, Bucureşti, 1963, lacul este definit astfel: „*numim lac o apă stagnantă care este atât de întinsă şi adâncă,*

încât putem deosebi în ea două zone: 1) o zonă de mal (litoral) acoperită cu vegetaţie acvatică emersă şi submersă, deci cu fundul productiv şi 2) o zonă de adânc (profundă), obscură, lipsită de plante şi acoperită, pe fundul neproductiv, cu mâl fin de structură uniformă". Şi autorul conchide în aceeaşi lucrare: „*după această definiţie limnologică, România are foarte puţine lacuri; în înţelesul de mai sus, ar fi: Snagovul (adânc de 11 m) şi unele tăuri din Carpaţi (Zănoaga, Bucura, Galeşul, primul adânc de 27 m), Lacul Roşu şi marele lac de la Bicaz (circa 93 m). În schimb, ţara noastră are foarte multe luciuri de apă stătătoare, unele foarte întinse, dar aşa de puţin adânci încât vegetaţia se poate fixa pe orice parte a fundului lor. Aceste ape se numesc bălţi, pe alocuri iezere şi ghioluri*".

Din definiţiile menţionate mai sus se desprind câteva aspecte care credem că pot fi comentate în continuare. Primul ar fi **caracterul stagnant**, desigur relativ, al apei din lac şi noi considerăm că acesta este un criteriu determinant care-l deosebeşte de râu.

Al doilea ar fi limitele de mărime (suprafaţă şi adâncime) între care o acumulare de apă intră în categoria lacului. În acest sens, definiţia lui C.S. Antonescu, cu un pronunţat caracter biologic, nu este în măsură să contribuie la conturarea noţiunii de lac. După cum se poate remarca din contextul acestei definiţii, sub o anumită adâncime, o acumulare de apă nu mai este lac, ci baltă (un nou termen asupra căruia vom reveni ulterior).

Dacă am aplica rigid definiţia bazată pe criteriul biologic, ar trebui ca Marea Azov, care are 9 m adâncime medie şi este lipsită de o zonă profundală, obscură şi neproductivă, s-o includem în categoria bălţilor, ceea ce contravine altor criterii de delimitare. În afară de Marea Azov mai sunt multe mări mărginaşe sau golfuri marine, dar care toate fac parte din Oceanul Planetar.

Al treilea aspect ar fi raportul şi poziţia lacului faţă de un bazin marin. În acest sens se subliniază că lacul nu are o legătură directă cu marea şi aceasta trebuie să o înţelegem că nu are acelaşi nivel şi deci nu se pot influenţa reciproc, aşa cum se întâmplă cu golfurile marine.

Lagunele, care se găsesc la ţărmul mării, le includem totuşi în categoria lacurilor. Se face această excepţie deoarece majoritatea lagunelor se diferenţiază repede de bazinele marine limitrofe, prin faptul că legătura cu marea reducându-se, influenţa continentală (evaporaţia, aportul afluenţilor) devine predominantă în comparaţie cu cea marină. Complexul lagunar Razim - Sinoie, din ţara noastră, este un exemplu concludent în această direcţie, în sensul că, prin îngustarea legăturii cu Marea Neagră şi mărimea debitului de apă dulce din Dunăre prin canalele Dunavăţ şi Dranov, nivelul complexului lacustru s-a ridicat cu 50 cm deasupra celui marin.

Marea Caspică este un bun exemplu pentru înţelegerea semnificaţiei raportului şi poziţiei faţă de un bazin marin şi de ce este considerată aceasta un lac.

În era terţiară, mai precis în sarmaţian, bazinele Vienei, Panonic, Pontic, Marea Caspică şi lacul Aral făceau parte dintr-un singur bazin, cunoscut sub numele de Marea Sarmatică. Ulterior, în pliocen, prin scăderea nivelului apei, această mare s-a fragmentat, formând mai multe lacuri (lacul Vienei, lacul Panonic, lacul Pontic - Câmpia Română şi Marea Neagră de astăzi -, Marea Caspică, lacul Aral). În acea perioadă se pare că legăturile dintre Marea Neagră (lacul Pontic) şi Marea Caspică erau temporare, pe actualele văi nord-caucaziene Kuma şi Manici. Este însă sigur că, de la începutul cuaternarului, legătura se întrerupe total, iar cele

două mări-lacuri vor evolua diferit. Marea Neagră intră în legătură cu Marea Mediterană prin strâmtorile Bosfor şi Dardanele şi deci în aria Oceanului Planetar, păstrând caracteristicile unui bazin marin, iar Marea Caspică rămâne izolată şi evoluează spre un lac. Fiind lipsită de o legătură cu Oceanul Planetar, nivelul Caspicei scade prin evaporaţie ajungând la -28 m. Iată deci că nu suprafaţa este elementul care conferă calitatea unui bazin de apă, dacă este lac sau mare, ci raportul acestuia cu Oceanul Planetar.

Noţiunea de **baltă** este des folosită la noi în ţară cu sensuri destul de diferite. Aşa de exemplu, când în urma unei ploi s-a adunat apă pe o mică porţiune de teren fără scurgere, pe un drum sau chiar la marginea străzilor, spunem că s-a format o baltă, o băltoacă. În mod curent, toate lacurile din lunca Dunării sunt numite de localnici bălţi şi nu lacuri (balta Greaca, balta Suhaia, balta Potelu etc., astăzi desecate). De asemenea, lunca Dunării în totalitatea ei, cu lacuri, gârle, suprafeţe inundabile, era şi este numită baltă. Observăm deci că, în ultimul caz, nu mai este vorba de un anume lac, ci de o regiune geografică, o unitate naturală cu mai multe elemente: de relief, hidrografie, vegetaţie, faună şi chiar de utilitate economică.

Geograful francez Emm. de Martonne, un foarte bun cunoscător al geografiei pământului românesc, scrie în lucrarea „La Valachie", în 1902: *„după Giurgiu panta creşte puţin. Dar deja apropierea de Baltă se face simţită, panta apelor ridicate este mai mică (48 mm/km) decât cea de etiaj (50 mm/km). Insulele se înmulţesc, numeroase canale mici răspândesc apele fluviului în creştere în lunca largă, mlăştinoasă şi le readuc în timpul descreşterii. Lacurile laterale devin din ce în ce mai întinse: lacul Grecilor (este vorba de lacul Greaca, n.n.), lacul Boianu, lacul Călăraşilor. Acestea sunt pânze întinse de ape, care fac să ne gândim deja la lacurile din Baltă şi care au pierdut aproape totul din forma alungită, caracteristică vechilor braţe moarte. La Călăraşi începe ceea ce poporul numeşte propriu-zis Balta (sublinierea noastră). Mlaştinile Dunării ungureşti şi ale Tisei sunt nimic faţă de labirintul braţelor fluviatile, insulelor, mlaştinilor, lacurilor şi canalelor care acoperă valea largă de la 12 la 18 km, între înălţimile Dobrogei şi faleza de loess a Bărăganului* (este vorba de Balta Ialomiţei, între Călăraşi şi Hârşova şi de Balta Brăilei, între Hârşova şi Brăila, n.n.)" (pag. 204).

Geologul român G. Murgoci, care a avut şi preocupări geografice, în lucrarea *„La plaine Roumaine et le Balta du Danube"* (1907), caracteriza lunca Dunării (deci Balta Dunării) „ca o vastă regiune supusă în special primăvara inundaţiilor, în restul timpului fiind presărată cu lacuri puţin adânci şi braţe părăsite".

Geograful I. Conea (1965) scria că *„balta este numele sub care poporul român (cel riveran Dunării, dar şi păstorii ardeleni care-şi iernau de secole turmele în ea) denumeşte lunca Dunării - adică acea unitate geografică naturală a teritoriului ţării ... unitate naturală care a avut ceva în ea din rolul Carpaţilor în aceeaşi istorie"* (citat după P. Gâştescu, 1965 - *„Asupra termenilor de lac şi baltă"*, *„Studii şi Cercetări Geografice"*, nr. 2).

În concluzie, considerăm că trebuie să precizăm mai clar noţiunile de lac şi baltă. În categoria lacurilor includem atât bazinele naturale, cât şi cele artificiale, indiferent de suprafaţă, adâncime, etapă de evoluţie, dacă este dulce sau sărat, dar care să aibă un schimb lent de apă cu mediul înconjurător (apă relativ stagnantă).

Termenul de baltă are două semnificații în limbajul curent românesc și intrate ca toponime autohtone: primul este acela de toponim consacrat luncilor inundabile, cu precădere cea a Dunării (când era în regim natural - Balta Ialomiței, Balta Brăilei); al doilea se referă la lacurile de luncă, ca tip genetic și nu ca fază de evoluție a depresiunii lacustre (Fig. 5.1.).

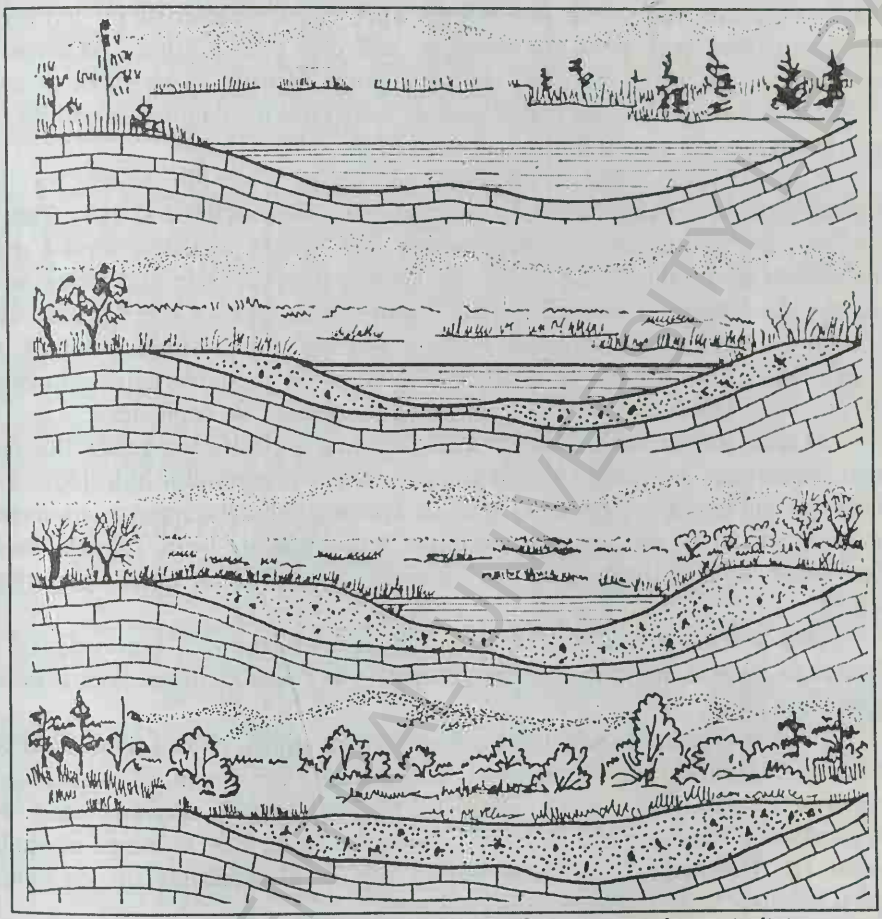


Fig. 5.1. Fazele de evoluție a unei depresiuni: a – tinerețe; b – maturitate; c – bătrânețe; d - mlaștină

5.4. CLASIFICAREA LACURILOR DUPĂ ORIGINEA DEPRESIUNILOR LACUSTRE

5.4.1. Lacuri naturale

Încercările de a pune ordine în multitudinea tipurilor de depresiuni lacustre, au suscitat cele mai controversate păreri în domeniul limnologiei, încă de la primele lucrări de clasificare și sinteză scrise către sfârșitul secolului al XIX-lea.

Răspândirea lacurilor pe toate continentele planetei noastre, de la țărmurile scăldate de apele bazinului Arctic și până la cele de pe continentul înghețat -

Antarctica, de la lagunele abia separate de mare, care însoțesc țărmurile, și până la ochiurile de apă situate în excavațiile glaciare de la marile înălțimi, a dat impresia multora, la început, că este greu de stabilit o legitate și, bineînțeles, de făcut o clasificare.

Clasificările făcute au căutat să tipizeze lacurile după originea depresiunii în care se găsește apa, după proveniența apei, după caracteristicile termice și chimice sau după potențialul lor biologic. Iată deci câteva criterii, deosebit de importante fiecare luate în parte, pentru a grupa lacurile. S-au făcut și unele încercări de a clasifica lacurile ținând cont de toate criteriile enumerate mai sus, dar care, până în prezent, n-au dat rezultate deosebite.

Când definim lacul, după cum s-a arătat, avem în vedere în mod indiscutabil două elemente care sunt inseparabile - **depresiunea și apa**. Dacă de modul în care a luat naștere depresiunea sau cuveta lacustră depind unele particularități ale regimului hidrologic ale lacului, totuși de cele mai multe ori nu există o strânsă legătură între ele. Astfel, indiferent de faptul că un lac este situat într-o dolină carstică, într-un crater vulcanic sau într-o depresiune tectonică, apa din toate aceste depresiuni va reflecta mai pregnant particularitățile climatului zonei în care se află și mai puțin pe cele ale tipului genetic de depresiune.

O dată stabilit acest criteriu, se înțelege că o clasificare a lacurilor după geneza depresiunii, nu poate să se suprapună cu cea a regimului hidrologic. Este evident că lacul Baikal, situat într-o zonă de accentuat climat temperat continental, va diferi foarte mult, sub aspectul regimului hidrologic, de lacul Tanganyika din Africa, situat într-un climat ecuatorial, cu toate că cuvetele lor au aceeași origine tectonică.

Deși s-a dat numai un singur exemplu, considerăm că este suficient de edificator în această direcție, deși comparațiile s-ar putea enumera pentru fiecare tip genetic în parte.

Dacă la începutul dezvoltării limnologiei ca știință, autorii unor clasificări devenite mai târziu clasice (Thienemann și Naumann) considerau că este suficient să clasifice lacurile numai după potențialul biologic (eutrof, oligotrof etc.), în a doua jumătate a secolului al XX-lea, biologi remarcabili, care se ocupă cu studiul lacurilor (E. Hutchinson) consacră primul capitol al lucrărilor lor de sinteză grupării lacurilor după geneza cuvetei lacustre.

Pentru geografi și geologi, clasificarea de bază a lacurilor a fost, încă de la început, aceea după originea cuvetei, clasificare care s-a completat tot mai mult, pe măsura dezvoltării cercetărilor intensive în geografie.

Fără a intra într-o analiză a numeroaselor clasificări făcute asupra originii depresiunilor lacustre, vom menționa totuși câteva nume ilustre de savanți care s-au ocupat cu această problemă și care se întâlnesc în majoritatea lucrărilor de sinteză limnologică: A. Penck (1882), W. M. Davis (1887), Von Richthofen (1886), I. C. Russel (1895), A. G. Supan (1896), A. Delebecque (1898), J. Geikie (1905), Emm. de Martonne (1909), L. W. Collet (1925), G. E. Hutchinson (1957).

Primele clasificări care au aparținut geomorfologilor au luat în considerație mai întâi grupa de factori care a dus la apariția cuvetei lacului, și anume: factorii constructivi, distructivi și obstructivi. Deși, după părerea noastră, această primă împărțire determină o repetare a numeroase subtipuri pentru fiecare grupă de

factori, ea reprezintă totuşi modul de generalizare maximă a numeroaselor procese care intervin în caracterizarea cuvetelor.

Factorul timp în evoluţia unui lac a constituit un alt aspect al acestor probleme de clasificare, introdus de remarcabilul geomorfolog american Davis (1887). Prin aceasta s-a ajuns la o concluzie deosebit de importantă, şi anume că lacul nu este permanent în natură, că el apare, se dezvoltă şi dispare - şi aceste etape se pot stabili pentru fiecare lac în parte.

Atunci când au trecut la clasificarea lacurilor, mulţi limnologi au avut în vedere şi problema grupării ulterioare pe regiuni a acestora (polare, temperate, tropicale etc., sau de munte, podiş, câmpii, litorale etc.).

Lucrarea cea mai completă, dar în care se poate observa şi o uşoară exagerare în tipizarea cuvetelor lacustre, este cea a lui Hutchinson (1957). Datorită unei minuţioase analize a factorilor determinanţi în apariţia suporturilor lacurilor (cuveta lacustră), Hutchinson ajunge să stabilească 75 de tipuri genetice de depresiuni cuprinse în 11 grupe de procese naturale.

Deşi existenţa unui lac se datoreşte aproape întotdeauna îmbinării mai multor factori naturali, la care se mai adaugă uneori şi activitatea omului, totuşi unul dintre aceşti factori este predominant. După acest factor predominant se identifică şi grupa proceselor din care acesta face parte, criteriu care a stat la baza tratării tipurilor genetice de lacuri.

LACURI TECTONICE

Mişcările tectonice de ridicare a unor foste bazine marine şi faliile produse pe suprafaţa blocurilor continentale rigide au ca rezultat formarea unor depresiuni lacustre care prezintă două caracteristici: suprafeţe mari (de ordinul miilor de kmp) şi adâncimi mari (sute de metri şi peste 1000 m).

Dintre lacurile provenite din foste bazine marine, izolate de Oceanul Planetar, menţionăm Marea Caspică şi lacul Aral, acestea reprezentând resturi ale Mării Sarmatice, care se întindea din bazinul Vienei, peste depresiunea Panonică, Câmpia Română, Marea Neagră, Marea Caspică şi lacul Aral.

Cauza ridicării şi fragmentării Mării Sarmatice o constituie formarea lanţului muntos alpino-carpato-caucazian, continuat cu cel himalayan.

Marea Caspică, Marea Neagră şi lacul Aral, datorită oscilaţiilor nivelului marin în cuaternar (ridicat în perioade interglaciare şi coborât în cele glaciare), au avut perioade când erau în legătură cu Oceanul Planetar, şi perioade când erau izolate.

Pe teritoriul României au existat paleolacuri în anumite perioade ale evoluţiei paleogeografice. Astfel, cel mai „recent" lac a fost pe actualul areal al Câmpiei Române; apa lui s-a scurs treptat spre est, către Marea Neagră, începând de la mijlocul cuaternarului.

Un important şirag de lacuri l-au reprezentat şi depresiunile intracarpatice, începând cu Bilbor, Borsec, continuând cu Giurgeu, Ciucuri şi Bârsei, care erau umplute cu apă la sfârşitul pliocenului şi în pleistocenul inferior, datorită barajului format de lanţul vulcanic Căliman-Harghita.

Tot în urma proceselor de ridicare datorate mişcărilor orogenice, s-au format şi lacurile împreună cu Kyoga din Africa, Titicaca din Podişul Altiplano (4000 m înălţime), în Munţii Anzi din America de Sud.

Există lacuri în sinclinalele catenelor muntoase şi barate tectonic, din care menționăm lacul Fählen din Alpi (Masivul Säntis - Elveția), Lac de Joux din Munții Jura (cel mai tipic).

Alte lacuri (respectiv depresiuni lacustre) s-au format în urma unor cutremure. Astfel, în urma unui cutremur, în Calabria, Italia, 1783, s-au format 215 lacuri mici, dar care au dispărut ulterior. În statele Tennessee, Missouri şi Arkansas din SUA, un cutremur din 1811 a barat fluviul Mississippi cu roci dure, formând lacul Reelfoot, iar râul a trebuit să-şi croiască un nou traseu.

Lacurile situate în grabene sunt cele mai reprezentative din categoria lacurilor tectonice, prin forma alungită, adâncime mare, versanții depresiunii abrupți. Cele mai cunoscute sunt lacurile Baikal (1620 m şi 31.500 kmp), Tanganyika (1471 m şi 32.000 kmp), Malawi-Nyasa (706 m şi 22.490 kmp), Issîk-Kul (702 m şi 6280 kmp), Marea Moartă (393 m şi 1000 kmp) etc. (Fig 5.2, 5.3, 5.4, 5.5.)

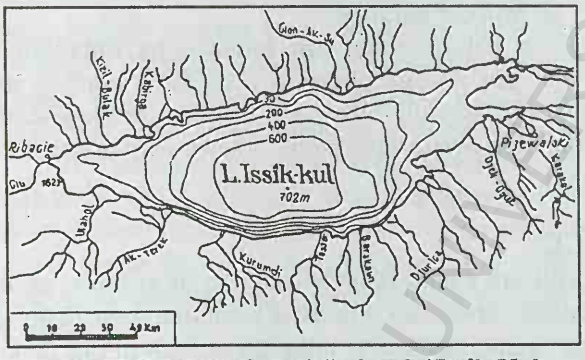


Fig. 5.2. Schița batimetrică a lacului Issîk-Kul

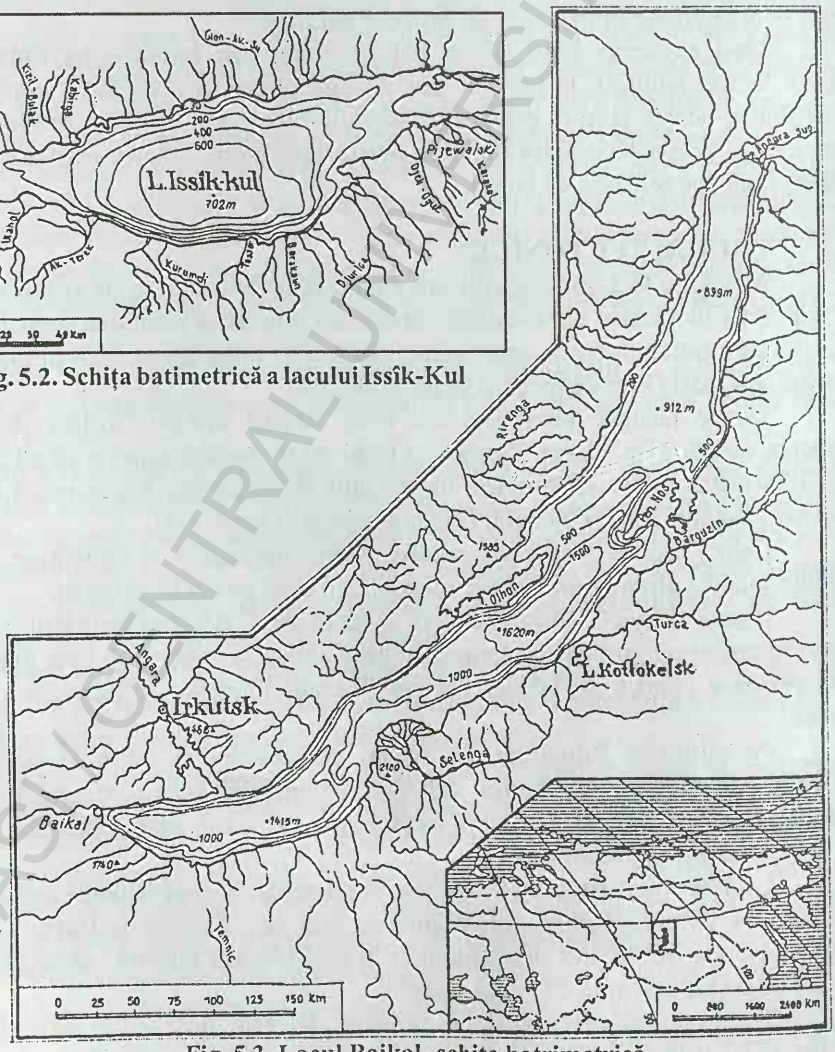


Fig. 5.3. Lacul Baikal- schița batrimetrică

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Multe din lacurile tectonice au fost modelate de glaciațiunea de calotă, acestea fiind considerate tectono-glaciare (Ladoga 225 m și 18.400 kmp, Onega 127 m și 9900 kmp, Vänern 89 m și 5580 kmp etc.), tectono-vulcanice, barate de scurgeri de lavă (Tahoe 501 m și 500 kmp, Kiwu 480 m și 2280 kmp), altele afectate ulterior de procese carstice, tectono-carstice (Ohrid 285 m și 360 kmp) etc. (Fig. 5.6., 5.7.).

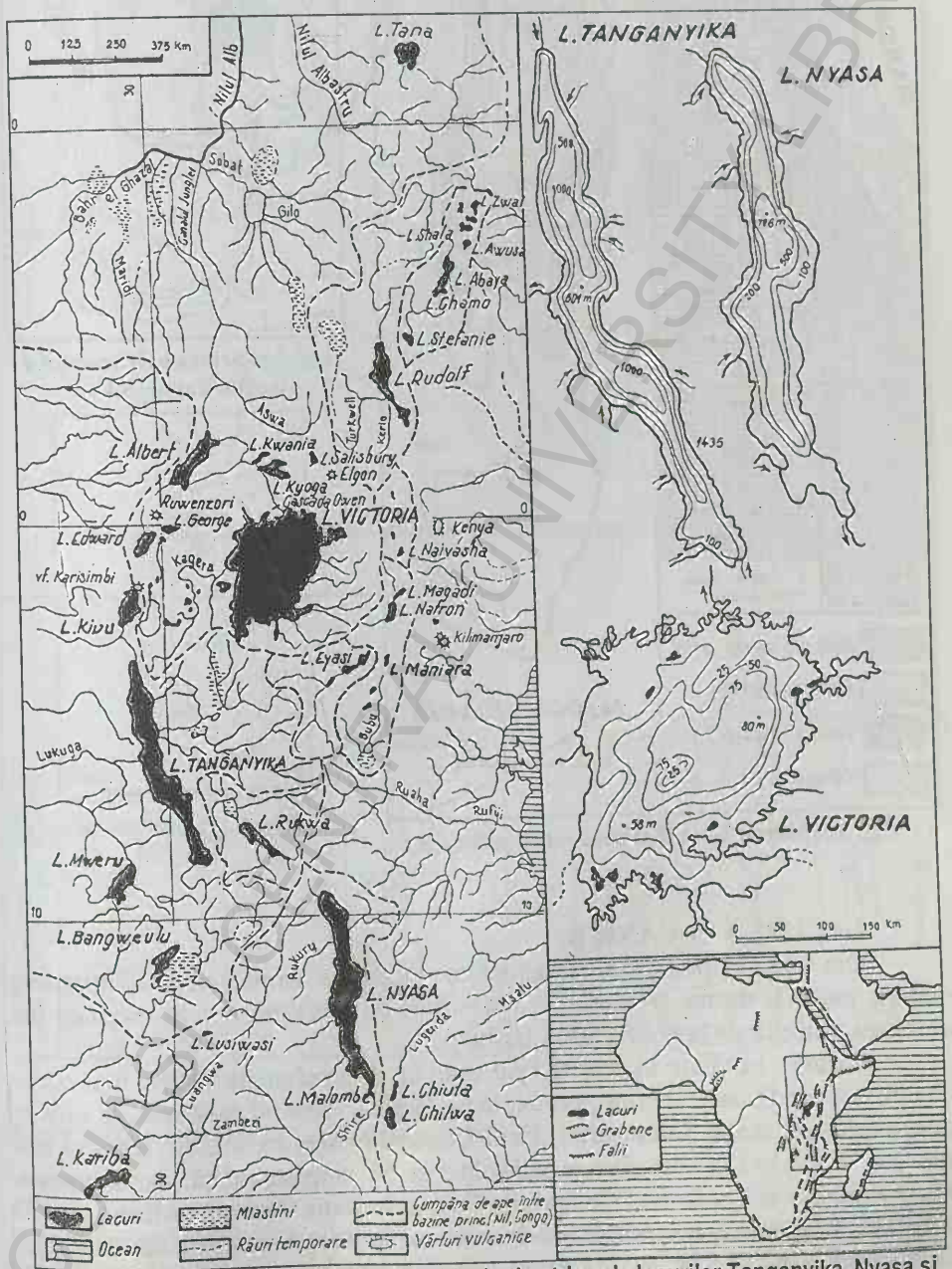


Fig. 5.4. Lacurile din Africa Centrală (schițe batimetrice ale lacurilor Tanganyika, Nyasa și Victoria, după fizico-geograficeskii atlas Mira)

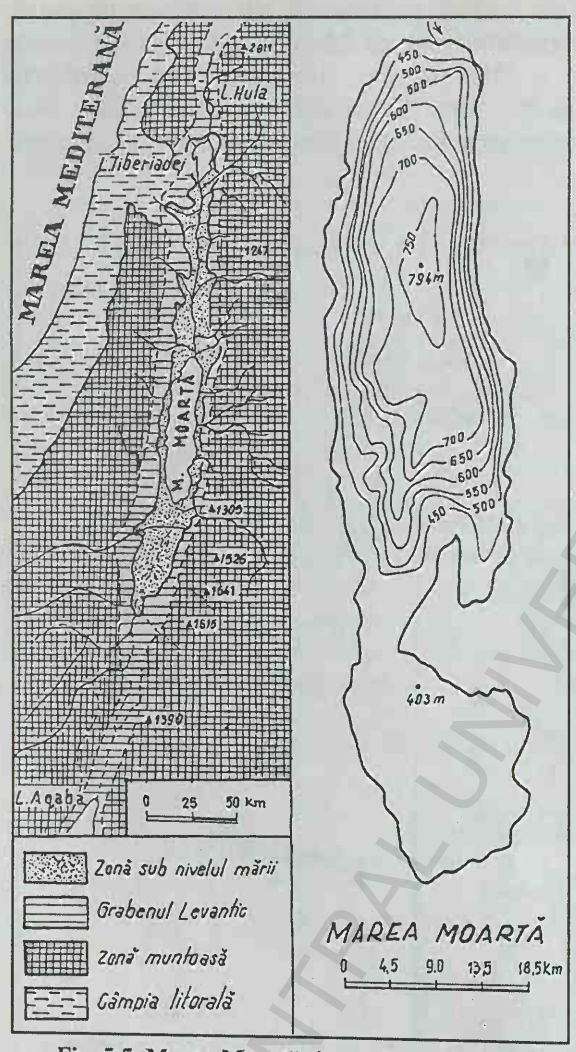


Fig. 5.5. Marea Moartă şi zona înconjurătoare

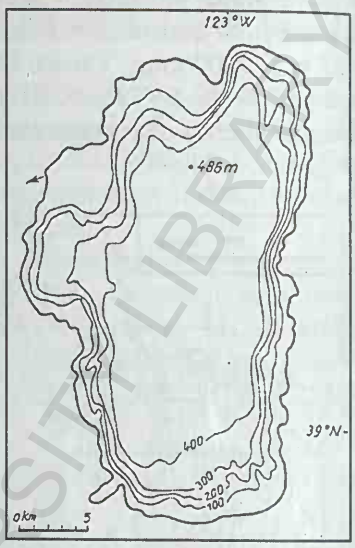


Fig. 5.6. Schiţa batrimetrică a lacului Tahoe S.U.A.

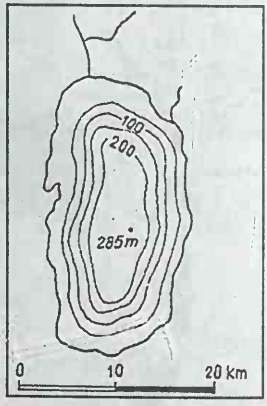


Fig. 5.7. Lacul Ohrid

LACURI VULCANICE

Din cele 13 tipuri create de activitatea vulcanică, patru sunt mai importante - crater, calderă, maare şi baraj, dar nu trebuie să omitem pe cele rezultate din încreţirea pânzelor de lavă (Myvatn - Islanda).

Lacurile instalate în cratere sunt mici ca dimensiuni şi în cele mai multe situaţii sunt modificate ulterior prin explozii, lărgite, formând calderele, în care se găsesc cele mai multe dintre lacuri. lacul Crater din Oregon, S.U.A., este cel mai tipic lac de calderă, având 589 m adâncime şi 54 kmp suprafaţă, dar asemenea lacuri se găsesc şi în Masivul Central din Franţa, în Italia Centrală (Albano cu 170 m şi Nemi), Japonia (peste 600 lacuri din care menţionăm Tazawa cu 425 m şi 25,6 kmp, Mashu cu 211,5 m şi 19,8 kmp, Toya cu 190 m şi 69,6 kmp, Akan etc.), Indonezia (Kawah-Idjen cu 250 m şi 0,46 kmp). În România, lacul Sfânta Ana (7 m

adâncime), din Ciomatu Mare - Munții Harghitei, are o origine mult disputată (de crater sau de tasare a depozitului piroclastic) (Fig. 5.8, 5.9, 5.10).

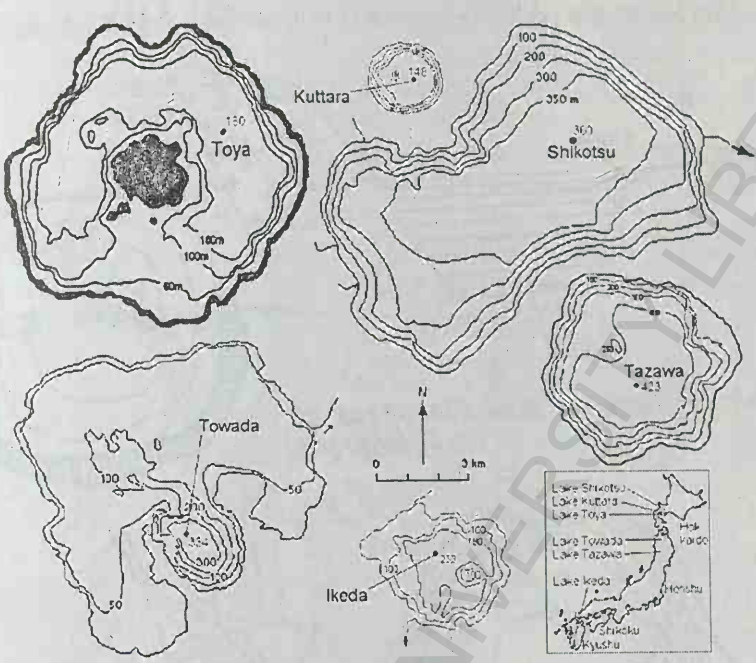


Fig. Lacuri vulcanice în Japonia (după Boehrer *& colab*, 2009)

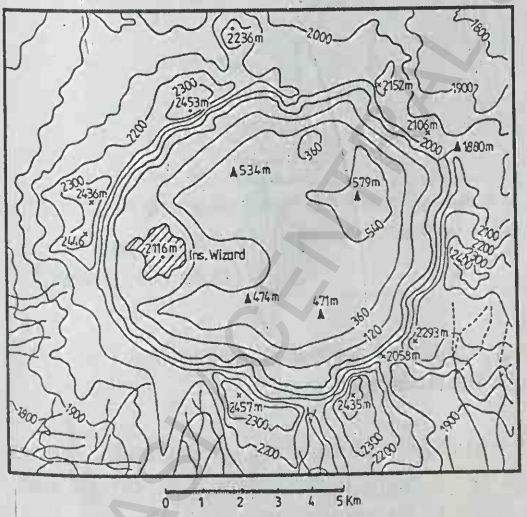


Fig. 5.9. Schița batimetrică a lacului Crater

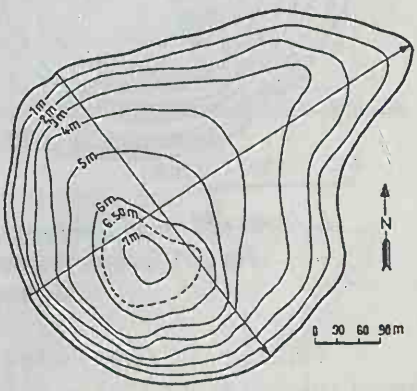


Fig. 5.10. Lacul Sf. Ana. Schiță batrimetrică

Lacurile de baraj vulcanic se realizează prin bararea unor văi de curgerile de lavă sau de către materialul piroclastic aruncat de vulcani. În această categorie menționăm lacurile Chambot și d'Aydat, din Masivul Central - Franța, lacurile

Snag şi Butte, din California - SUA, Penke şi Panke din Japonia (parcul Akan), Omapere şi Rotoaria, din Noua Zeelandă, Lanao, din Filipine (300 m adâncime), Nicaragua, din Nicaragua (vulcano-tectonic) etc. (Fig. 5.11, 5.12).

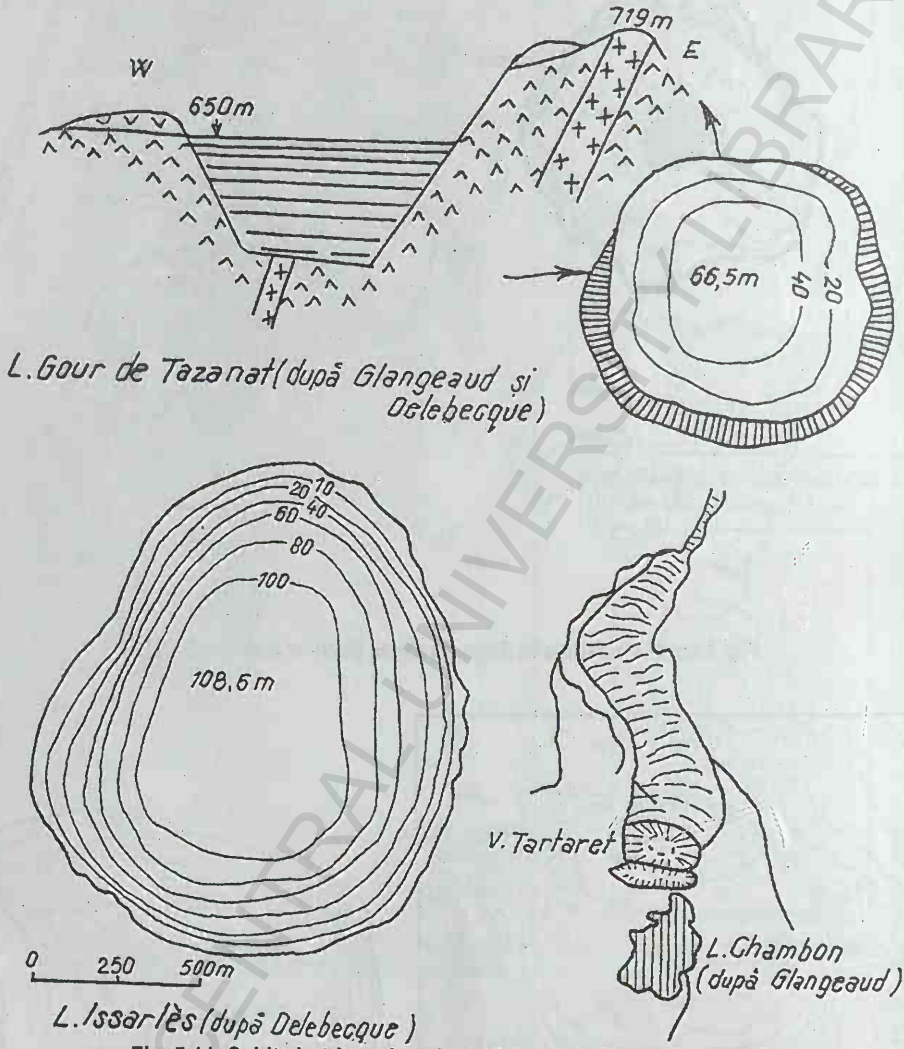


Fig. 5.11. Schiţe batrimetrice şi profile ale unor lacuri vulcanice din Masivul Central Franţa

Maarele, care sunt „*cratere de explozie*" datorate degajării gazelor, nu au aparat vulcanic la suprafaţă şi au forma unor gropi foarte adânci, suprafeţe mici, fiind situate la nivelul unor podişuri vulcanice sau vecine unor arii vulcanice. Cele mai multe maare, de unde le vine şi denumirea, sunt în Podişul Eifel - Germania (Laacher, Pulver), Masivul Central - Franţa (Issareles 108 m, Pavin 92 m, Chauvet 63 m etc.), în Noua Zeelandă (Tiktapu, Pupuke), în Podişul Anatoliei - Turcia şi altele (Fig. 5.13.).

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

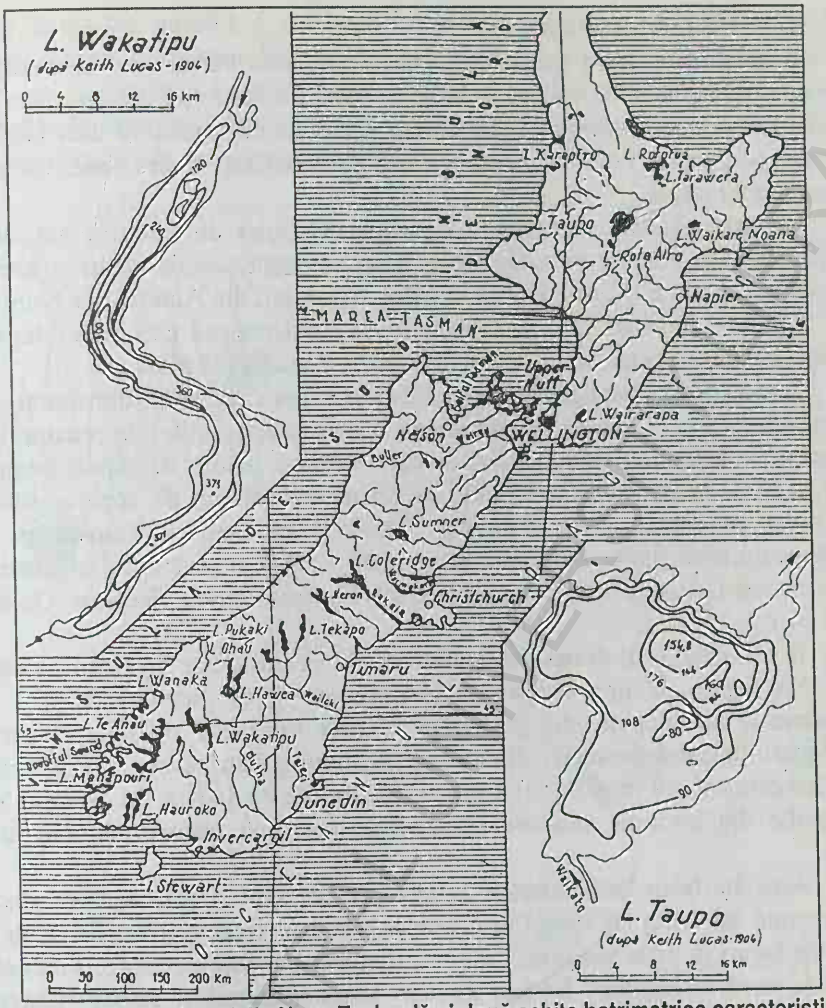


Fig. 5.12. Principalele lacuri din Noua Zeelandă şi două schiţe batrimetrice caracteristice (lac de vale glaciară Wakatipu şi lac vulcano-tectonic Taupo)

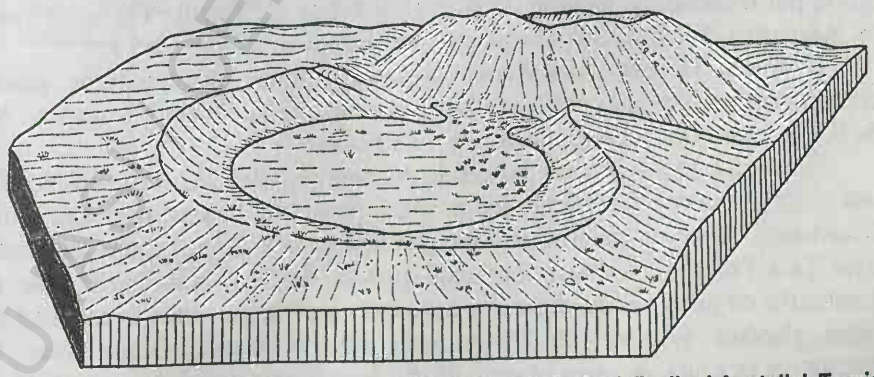


Fig. 5.13. Blocdiagrama cu maarul Agi şi conul vulcanic Dagi Podişul Anatoliei Turcia (după T. Bilgin, 1960)

BCU

LACURI GLACIARE

Glaciațiunea, şi în special cea cuaternară, prin vârstă (mai recentă), prin extensiune (montană şi de calotă), prin gama formelor de relief rezultate, respectiv depresiuni, a permis formarea a numeroase tipuri de depresiuni şi deci lacuri (de circ, vale, pe gheţari, între morene etc.), atât prin procese de eroziune, cât şi prin procese de acumulare.

Lacurile glaciare sunt numeroase, de la cele mici, din circurile glaciare din zona montană, la cele de pe câmpiile şi blocurile continentale vechi, afectate de glaciațiunea de calotă (Marile Lacuri, Urşilor, Sclavilor, din America de Nord).

Lacurile instalate în circuri glaciare au ponderea cea mai mare, după care urmează cele din văi glaciare, dacă ne referim la glaciațiunea montană.

Aceste două tipuri genetice se găsesc în majoritatea lanțurilor muntoase cu o anumită înălțime, în funcție de latitudinea la care se află. Astfel, la ecuator, forme de relief ale glaciațiunii cuaternare şi cu câteva lacuri, alături de zăpezi perene, se găsesc la 5100 m pe muntele Kenya; cu cât ne îndepărtăm de zona ecuatorială, acest nivel altimetric scade, cum este cazul şi în Carpații Românești, unde glaciațiunea a avut limita inferioară între 1800 - 2000 m şi deci relief glaciar cu lacuri de acest tip (lacurile din munții Rodnei, Făgăraş, Parâng, Retezat, Godeanu) (Fig. 5.14.).

În arhipelagul Lofoten, situat dincolo de Cercul Polar de Nord, la vest de țărmul Norvegiei, pe una din insule (Moskenesoy), se găseşte cea mai mare concentrare a lacurilor de circ glaciar şi al căror fund este situat la 100 m sub nivelul mării (criptodepresiuni), dintre care menționăm Tennesvatn (168 m şi 0,873 kmp), Reneisvatn (69 m şi 0,170 kmp) şi Solborvatn cu 101 m sub nivelul mării. Aici, multe din circurile glaciare situate mai jos, sunt transformate în golfuri marine.

Asociate lacurilor situate în circuri glaciare sunt şi cele de vale glaciară, care prezintă un baraj în rocă (prag glaciar) sau de morene frontale. Cele mai cunoscute lacuri de vale glaciară, dar şi cu implicații uneori tectonice, sunt cele de la poalele nordice (Léman, Boden, Zürich, Vierwaldstäter) şi sudice (Lucendro, Maggiore, Lugano, Como, Garda) ale Alpilor. Aceste lacuri, numite de margine sau subalpine, s-au format prin eroziune glaciară şi baraj morenic. Tot în această categorie pot fi incluse şi lacurile de la poalele estice ale Anzilor chilieni (Buenos Aires, Argentina, Viedma, San Martin, Nahuel Huapi etc.) (Fig. 5.15.)

Districtul lacurilor din Marea Britanie, format prin eroziune glaciară asociată cu factori tectonici şi Finger lakes (Lacuri digitale), din NE statului New York, S.U.A., sunt de asemenea lacuri de vale glaciară.

Fiordurile, răspândite pe țărmurile Norvegiei, Islandei, Americii de Nord (coasta specifică între 50-60 grade lat. nordică, peninsula Labrador, insula Baffin) şi Groenlanda, America de Sud (coasta pacifică la sud de 40 grade lat. sudică, inclusiv Țara Focului) şi Noua Zeelandă (insula de Sud), sunt ariile cele mai reprezentative cu acest tip de depresiune. Aceste depresiuni sunt văi adâncite prin eroziune glaciară şi care au fundul sub nivelul marin. Dintre cele mai reprezentative fiorduri, menționăm pe cele din Norvegia - Hornindalsvatn (514 m), Mjosa (449 m), Salsvatn (445 m), Tinnavatn (438 m) (Fig. 5.16.).

Lacurile situate în relieful rezultat din activitatea calotei glaciare (de eroziune şi între depozitele morenice) sunt numeroase, formând adevărate regiuni

lacustre în partea nordică a Americii de Nord - Marile Lacuri (Great Lakes - Superior, Huron, Michigan, Erie şi Ontario), la care se mai adaugă altele mai mici în jur; de asemenea, lacurile Urşilor (Great Bear), Sclavilor (Great Slave), Athabaska, în Peninsula Scandinavică (îndeosebi Finlanda - „Ţara celor 1.000 de lacuri" sau Suomi, în realitate circa 55.000 de lacuri).

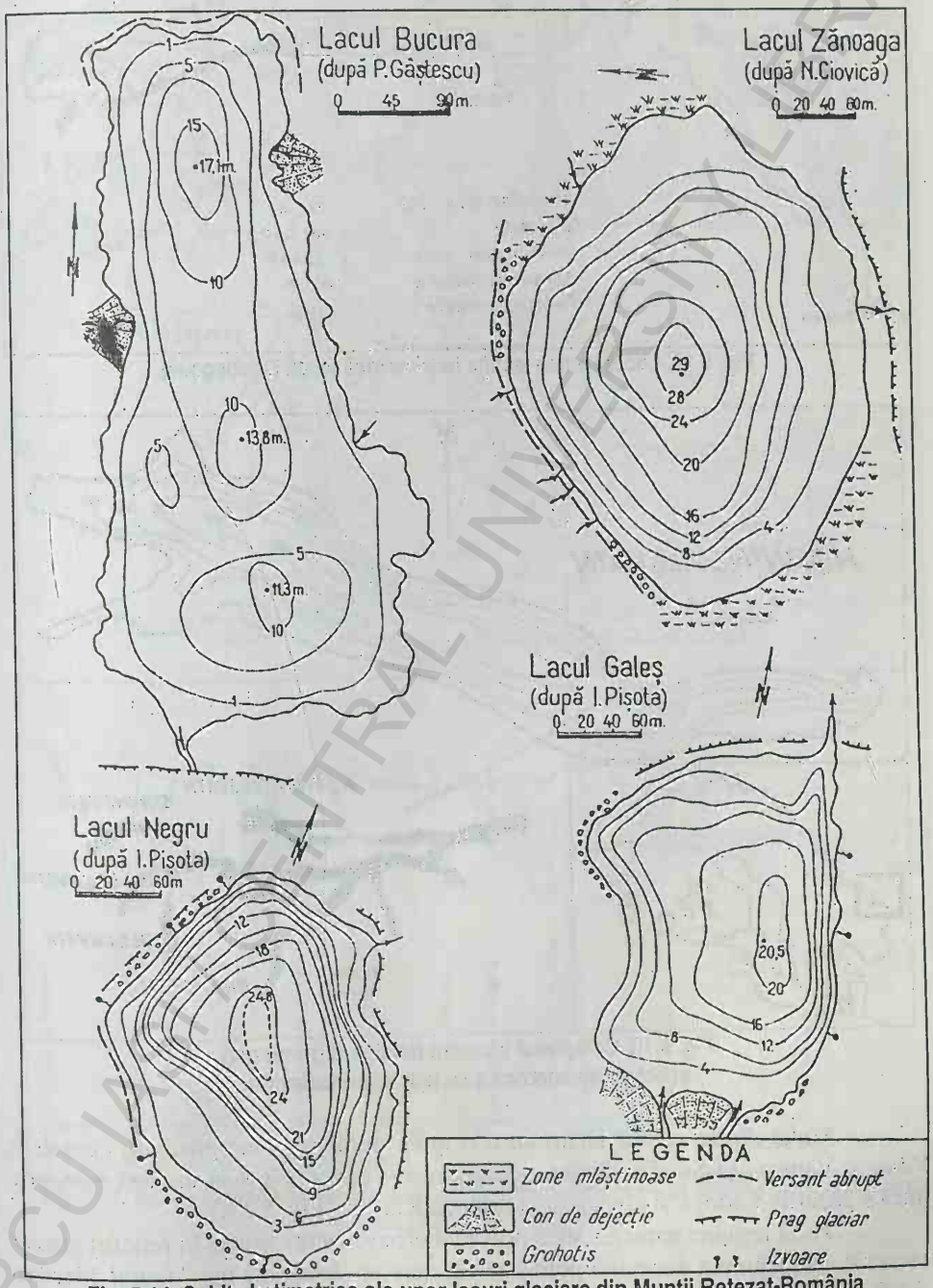


Fig. 5.14. Schiţe batimetrice ale unor lacuri glaciare din Munţii Retezat-România

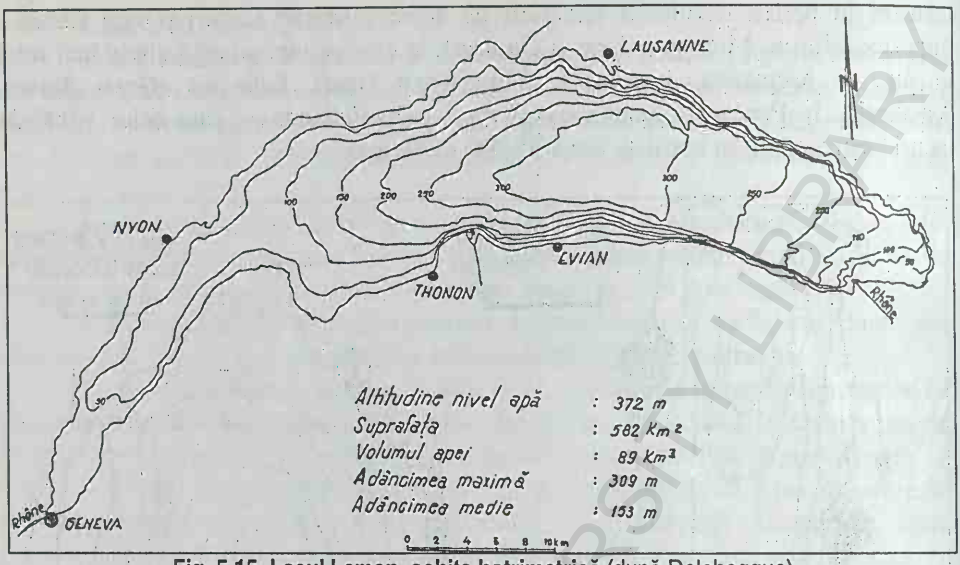


Fig. 5.15. Lacul Leman schița batrimetrică (după Delebegque)

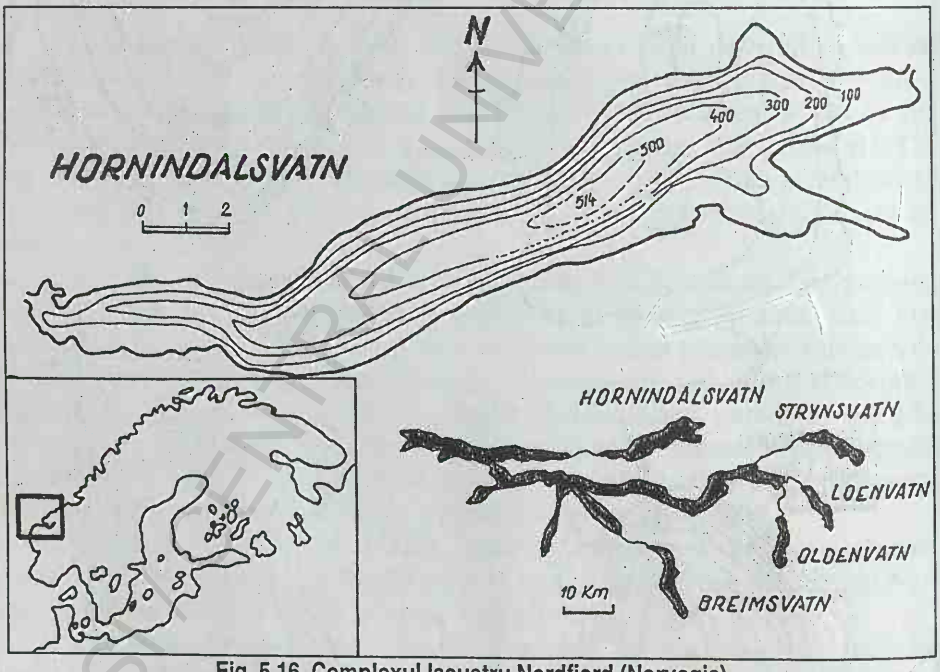


Fig. 5.16. Complexul lacustru Nordfjord (Norvegia) şi schița batimetrică a lacului Hornindalsvatn

Multe dintre aceste lacuri au o origine dublă, tectono-glaciară, cum ar fi Vänern, Vättern, în Suedia, Päijäne, Saimaa, în Finlanda. Tot în această categorie intră şi lacurile Ladoga şi Onega din regiunea Karelia (Fig. 5.17.).

O altă regiune caracteristică prin numeroase lacuri situate în relieful glaciar morenic este Câmpia germano-poloneză, în care se detaşează net Ținutul Mazuria din Polonia.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lacurile formate chiar pe suprafața ghețarului au o existență efemeră (temporară), câteva luni sau un sezon estival, și au fost semnalate pe un ghețar plutitor în apele Antarcticii (ghețarul Fletcher în 1952), pe ghețarul montan din Alpi - Tete Rousse în 1892, în Munții Himalaya - lacul Gapshan numit și *„Lacul de gheață"* Skyok.

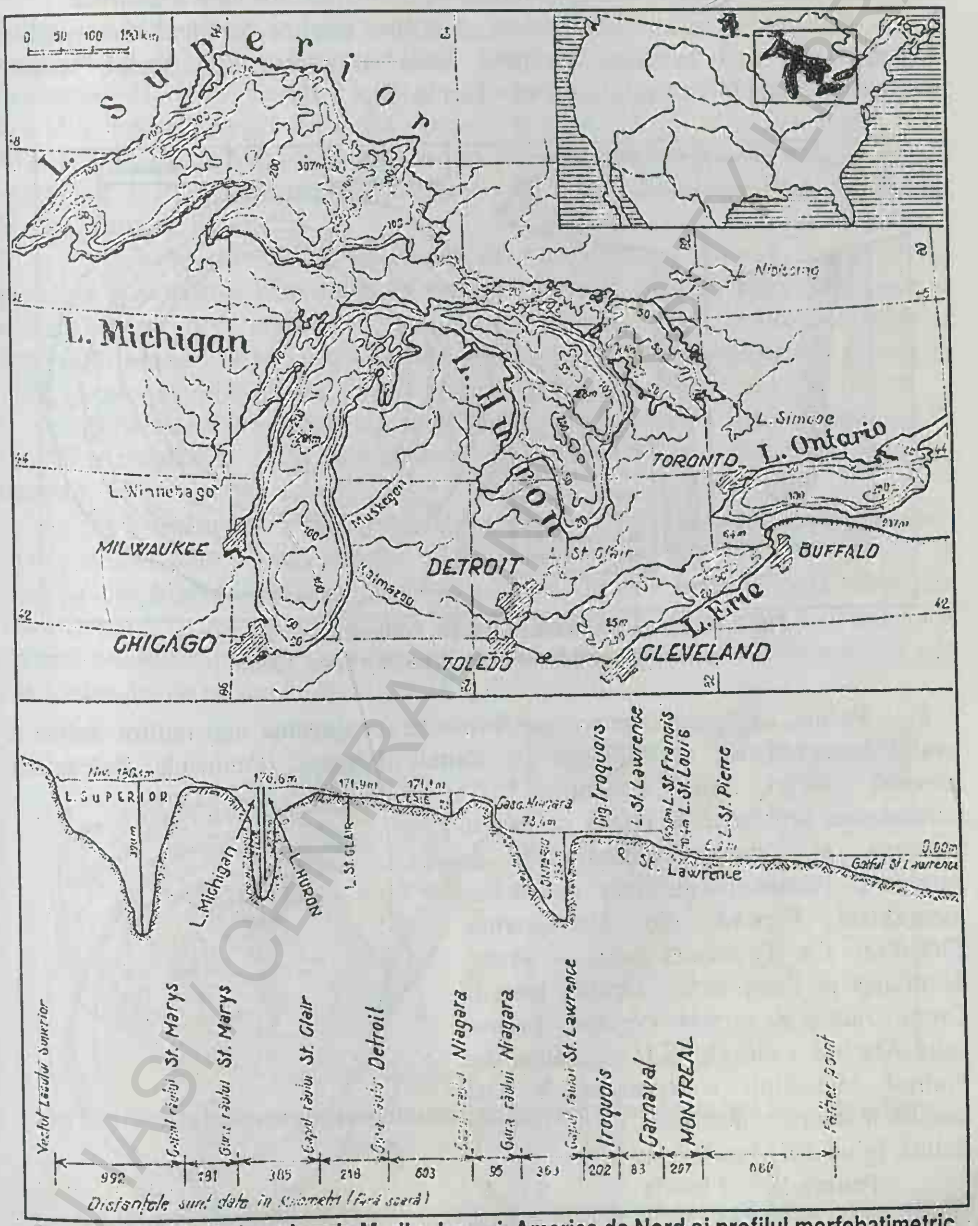


Fig. 5.17. Schițe batimetrice ale Marilor Lacuri America de Nord și profilul morfobatimetric corelat (după R.H. Smith, 1966)

BCU IAȘI CENTRALA MEDIATECA

LACURI CARSTICE, CARSTO-SALINE ŞI DE TASARE

Din această categorie, cele mai frecvente depresiuni lacustre sunt cele de pe calcare, masive de sare, depozite loessoide.

Calcarele prin gama variată a formelor depresionare rezultate ca urmare a procesului de dizolvare, forme de suprafață (doline, uvale, polii şi avenuri) şi forme subterane (peşteri, galerii) oferă şi multiple posibilități de formare a lacurilor.

Numeroase lacuri ocupă avene şi doline carstice formând reale regiuni lacustre, cum sunt în Alpii elveţieni, unde se găsesc 258 bazine lacustre caracteristice, sau în Podişul Anatoliei - Turcia (Fig. 5.18.).

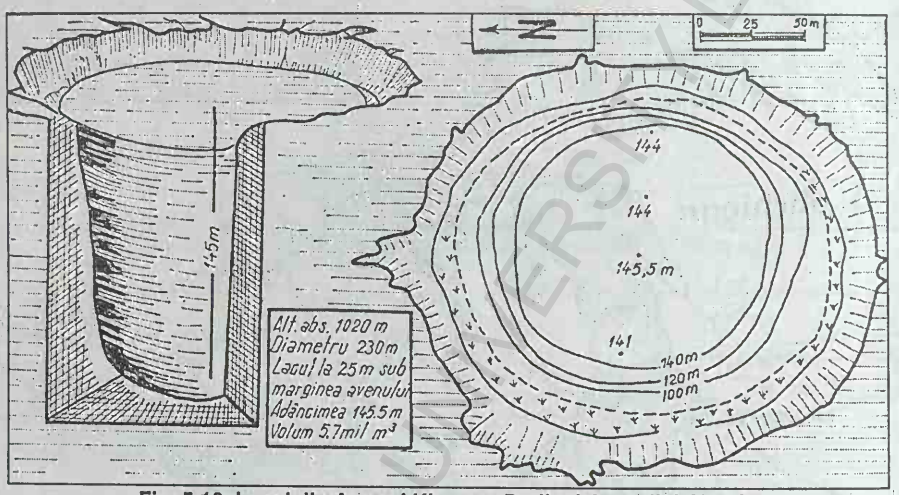


Fig. 5.18. Lacul din Avenul Kizoren, Podişul Anatoliei, Turcia (schiță şi profil batimetric, după Sirri Erinc, 1960)

Poliile, ca forme depresionare evoluate (conjugarea mai multor doline şi uvale), caracteristice carstului de pe țărmul dalmatic (Peninsula Balcanică), prezintă lacuri, fie temporare, fie permanente, în funcție de relația cu carstul subteran şi rețeaua hidrografică de suprafață. Printre poliile mai cunoscute, menționăm Popova din Herțegovina, Zîrknîtzer din Peninsula Istria - Triest, Stimfalias în Peloponez - Grecia, lacurile Drom - Jura şi Revermot-Aveyron - Franța, lacul Alachua - Florida, S.U.A., Zăton, din Podişul Mehedinți - România; în țara noastră mai putem menționa, ca lac tipic de dolină, Ighiu din Munții Apuseni.

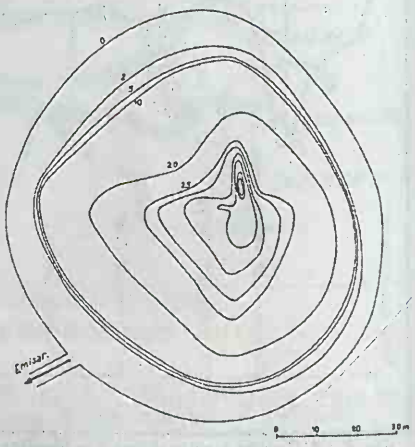


Fig. 5.19. Deep Lake, Coller Counly, Florida, SUA (curbele batimetrice sub 25 m sunt la 1 interval)

Peninsula Florida - S.U.A., constituie un bun exemplu unde se întâlnesc numeroase lacuri carstice de mici dimensiuni şi cu un contur circular, ocupând doline formate pe formațiuni calcaroase terțiare (Fig. 5.19.)

În Italia, în partea centrală, la vest de Munții Apenini, se întâlnesc numeroase lacuri de dolină, numite local zubbi, dintre care cel mai cunoscut este lacul Trasimeno (6 m adâncime, 128 kmp), dar la care este implicat și procesul tectonic, ca de altfel și pentru lacul Shkodër (Scutari), cel mai întins din Peninsula Balcanică.

Peșterile carstice, cu forme diferite, adăpostesc și numeroase lacuri de dimensiuni mici, doar lacul din peștera Aggtelek - Ungaria are 500 m lungime. Se citează astfel de lacuri în Federația Rusă - Perm, în Georgia, în Polonia - Sudeți, în Germania - Harz, în Austria - Stiria, în Slovacia - Liptovsk, în Spania - Mallorca, în S.U.A. - Kentucky, în Australia - peștera și lacul Uibibbi (396 m lungime și de 30 m adâncime), în Mexic - peștera și lacul Hactun - Yucatán (165 m lungime, 40 m înălțime și 30 m adâncime), în România - Mehedinți, în alte țări ca Italia, Franța, Elveția, Zambia, Libia etc.

Masivele de sare, prin gradul de solubilitate, formează depresiuni la suprafață prin tasarea materialului acoperitor (breccia sării) de mică extensiune și adâncime, dar prin prăbușirea unor galerii din interiorul acestora rezultă și depresiuni adânci (lacul Ursu - Sovata, România, cu 18,5 m adâncime, format în 1875, și care prezintă cel mai tipic fenomen heliotermic) (Fig. 5.20.).

Cele mai multe lacuri legate de masivele de sare sunt instalate în mine de sare cu exploatări la zi (în antichitate și evul mediu) sau în subteran și prăbușite ulterior.

În România se întâlnesc astfel de lacuri în Podișul Transilvaniei (Ocna-Mureșului, Turda, Ocna Dejului, Sic, Cojocna, Sovata, Ocna Sibiului), în Depresiunea Maramureș (Coștiui, Ocna Șugatag), în Subcarpați (Telega - Doftana, Gura Ocniței, Ocnele Mari, Săcelu). În toate aceste arii menționate s-au dezvoltat stațiuni balneoterapeutice (mai dotate sau mai rudimentare), folosindu-se atât apa cât și nămolul de pe fundul lacurilor. (Fig. 5.21, 5.22.).

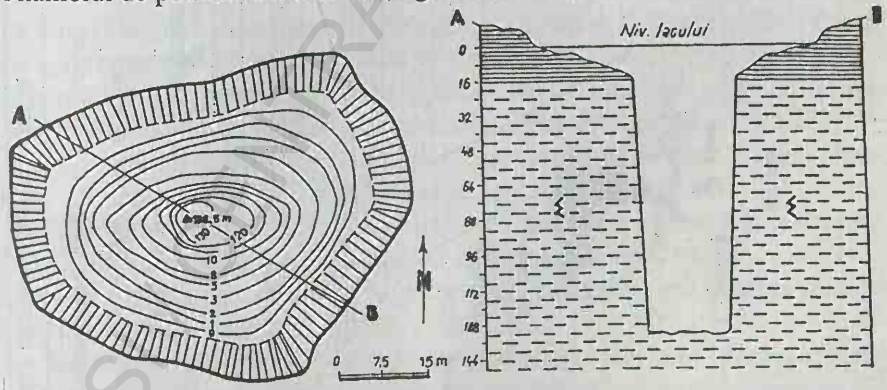


Fig. 5.21. Schița batimetrică și profilul morfobatimetric al lacului Avram Iancu de la Ocna Sibiului (după I. Maxim, 1931)

Desigur că astfel de lacuri legate de masivele de sare se găsesc oriunde pe Terra, fie că sunt naturale sau antropice. Câteva exemple sunt menționate în lucrările de specialitate, cum ar fi: lacul Mansfelder din sud-vestul Saxoniei - Germania, lacurile Besse, Marele și Micul Lautien din departamentul Var - Franța etc.

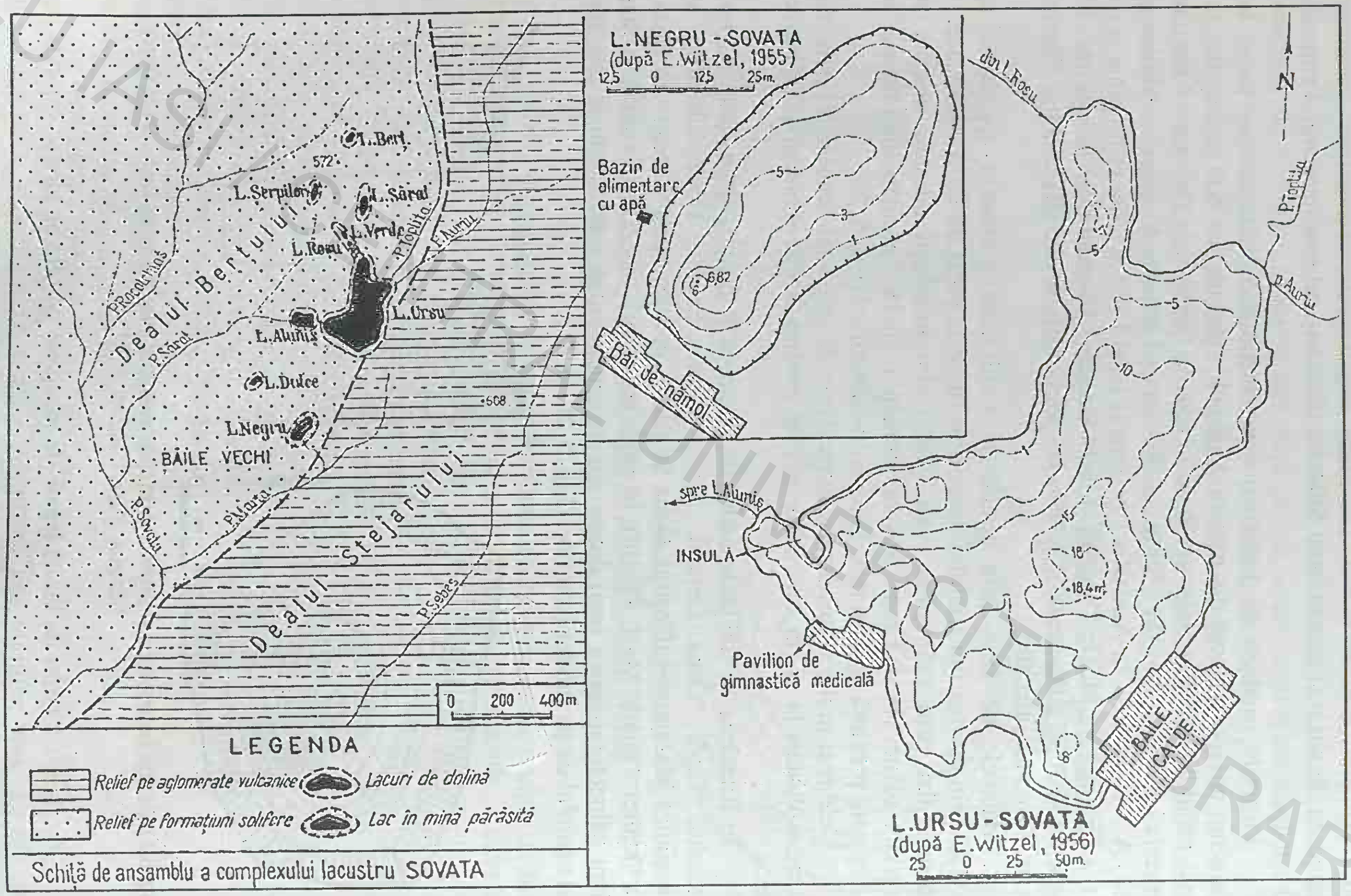


Fig. 5.20. Lacurile de la Sovata

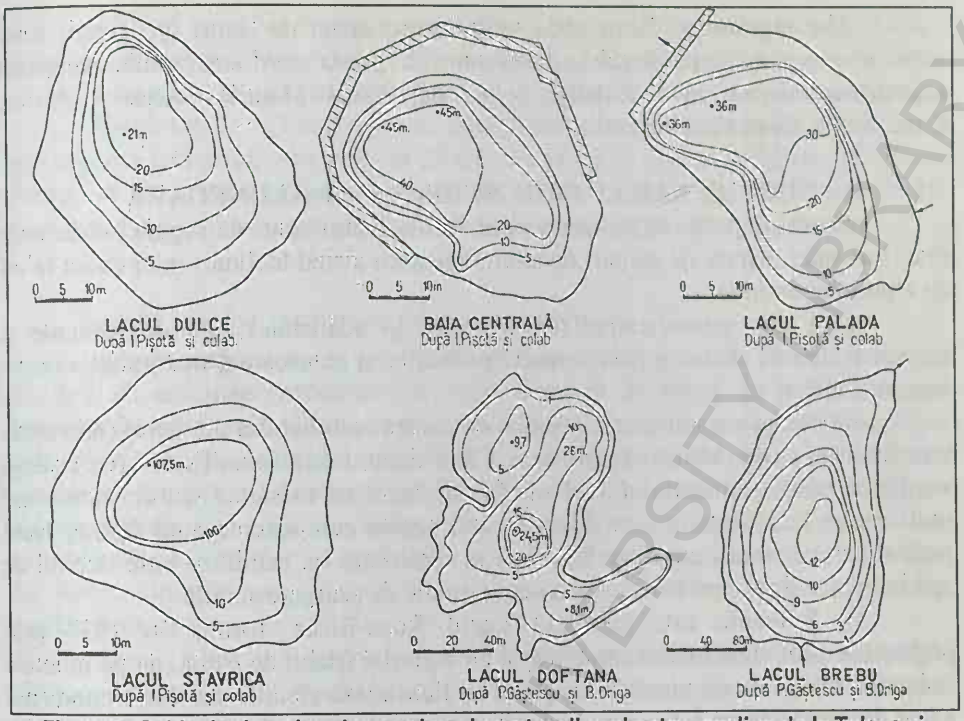


Fig. 5.22. Schiţe batimetrice ale unor lacuri carstosaline şi antroposaline de la Telega şi Brebu- Câmpina

Gipsul, acolo unde se găseşte la suprafaţă sau la mică adâncime, prin dizolvare formează depresiuni în care se adună apa, formându-se lacuri de mică extindere. Lacuri de acest tip sunt semnalate de cunoscutul limnolog italian Olinto Marineli în 1898, în Sicilia (lacurile Pergusa, Cannarella, Gaspa); în Alpii francezi, limnologul francez A. Delebeque (1898) citează lacul Girotte (57 ha suprafaţa şi 99 m adâncime), cu caracteristici termice deosebite şi cantităţi mari de hidrogen sulfurat, în Alpii Dinarici - lacul Campa, lacurile Slava, Castella).

În România sunt citate lacurile Nucşoara de lângă Brădet - Argeş, Brebu - Prahova, formate pe substrat constituit din gipsuri.

Depozitele loessoide. Prin procesele de sufoziune chimică şi mecanică se realizează, în urma tasărilor la suprafaţă, depresiuni puţin adânci (2-10 m), de extindere diferită (de la sute de mp la zeci de ha), cunoscute sub numele de crovuri şi în literatura anglo-saxonă de sinkhole.

De obicei, depozitele loessoide acoperă regiunile plane (podişuri, câmpii) şi sunt asociate şi cu un climat semiarid. Aceste depresiuni se transformă în lacuri în perioadele cu exces de umiditate, iar când au relaţii cu reţeaua hidrografică sau cu apele subterane, au caracter permanent. Datorită însă condiţiilor climatice semiaride şi faptului că pierderea apei se face, de regulă, prin evaporaţie, aceste lacuri sunt salmastre sau sărate.

În România, asemenea lacuri sunt specifice Câmpiei Române şi îndeosebi Bărăganului Ialomiţei (Tătaru, Plaşcu, Colţea, Chichineţu) şi Bărăganului Brăilei (Movila Miresii, Ianca, Plopu, Esna).

B.C.U. „M. EMINESCU" IA
FACULTATEA DE GEOGRAFIE

Alte regiuni pe Terra unde se întâlnesc astfel de lacuri (potențial) sunt: stepa ucraineană, stepa kazahă, pusta ungară, preria nord-americană, pampasul argentinian, depresiunea Kalahari - Africa, sudul Munților Atlas - Africa, Depresiunea Centrală - Australia.

LACURI DE BARAJ PRIN SURPARE ŞI ALUNECARE

Aceste depresiuni în care se pot forma lacuri sunt, de regulă, văile unor râuri mai mici, barate de surpări de teren, versanții având înclinări mici cu un relief de alunecare ondulat.

Cele mai semnificative (ca suprafață și adâncime) sunt depresiunile și respectiv lacurile de baraj prin surpare, prăbușire și alunecare a materialelor de pe versanții văilor.

Existența acestor lacuri depinde de natura materialului din baraj (roci dure, roci friabile) și de debitul râului barat. Când debitul este semnificativ (de ordinul zecilor de mc/s) și materialul din baraj friabil, lacul are existență scurtă - luni și cel mult câțiva ani. Situația este diferită când aceste componente sunt opuse, lacul putând persista mulți ani, prin faptul că se realizează un echilibru între debitul de apă intrat și cel ieșit printr-un emisar cu secțiune de scurgere stabilă.

În România este cunoscut Lacul Roşu-Bicaz, format în 1837 prin prăbușirea unor stânci calcaroase, dar și cu material friabil de pantă, de pe muntele Suhardul Mic și de pe muntele Ucigașul ce flanchează albia Bicazului. Fenomenul a fost declanșat de un cutremur produs în regiunea Vrancea. Lacul Roşu și-a stabilit un echilibru în bilanțul hidric și persistă și astăzi. Lacuri similare s-au mai format în Munții Maramureş - lacul Betiş în 1957, dar a fost drenat ulterior; în Munții Vrancei - lacul Bălătău pe un afluent al Uzului, format în 1883, care există și în prezent, puternic colmatat (Fig. 5.23.).

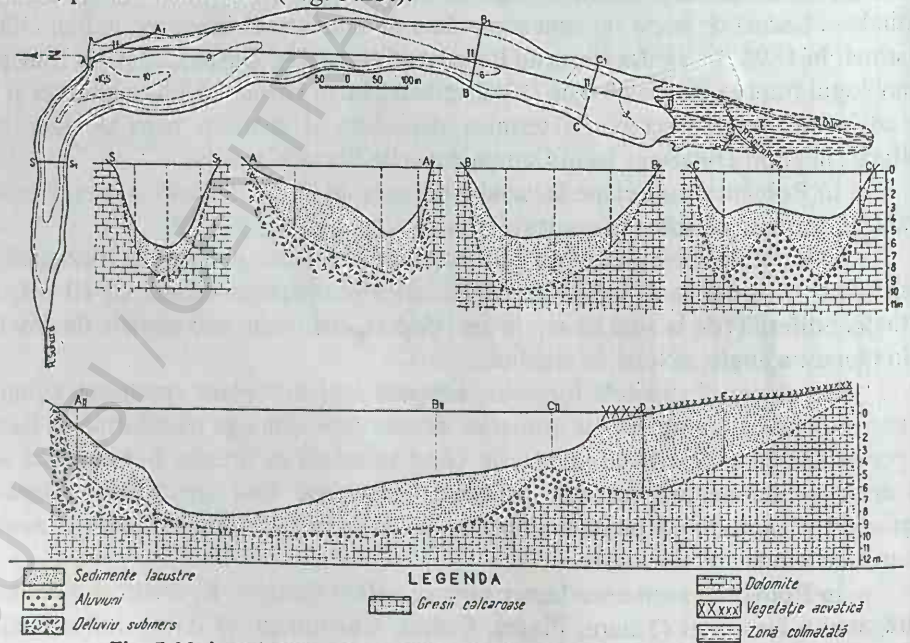


Fig. 5.23. Lacul Roşu-Bicaz. Schița batimetrică (după I. Pişota, 1957) și profile morfologice (după I. Bojoi, 1968)

Cel mai mare lac de acest tip este lacul Sarez (505 m adâncime şi 88 kmp), situat pe valea râului Murgab, la 3259 m altitudine din munţii Pamir - Tadjikistan, lac care s-a format în 1911 şi persistă având un baraj consolidat cu emisar stabil.

Unele lacuri de baraj de mari dimensiuni n-au persistat în timp, mai mult, prin ruperea barajului, s-au golit în 24 de ore, la puţin timp după formare. Pe râul Gange, tot în cursul superior, s-a format un alt lac, în 1893, cu o adâncime de 250 m, care după 8 luni s-a golit, distrugând numeroase aşezări omeneşti din aval.

LACURI ÎN DEPRESIUNI EOLIENE

Aceste depresiuni se pot forma atât în relieful dintre dune, cât şi prin acţiunea de eroziune (coraziune) a unor suprafeţe de teren. În ambele situaţii, depresiunile sunt puţin adânci, în special cele de coraziune, iar poziţia geografică este, de regulă, în regiunile semiaride, cu puţine şanse de a se realiza lacuri permanente în condiţii climatice specifice. Exemple de lacuri între dune de nisip se cunosc în Nebraska - S.U.A., în bazinul râului Tarim din Deşertul Takla Makan, unde chiar lacul Lob Nor („Lacul rătăcitor") este situat în acest relief. Şi lacul Ciad, din Africa, situat la marginea pustiului Sahara, este afectat mult de procesul eolian prin deplasarea dunelor.

Lacuri situate în depresiuni de coraziune se întâlnesc în sudul Munţilor Atlas, cunoscutele şoturi sahariene, şi în Africa australă, în Deşertul Kalahari, numite pan-uri (tigăi).

Lacul Eyre din Australia, pe lângă faptul că a moştenit o vastă depresiune tectonică, a suferit şi procesele de coraziune.

În România, depresiunile de tip crov din Bărăgan au fost explicate prin procesele de deflaţie (coraziune). Lacuri efemere între dune de nisip se întâlnesc în spaţiul dintre Olt şi Jiu (Câmpia Romanaţilor), în apropierea localităţii Apele Vii.

LACURI DE ORIGINE FLUVIATILĂ

Scurgerea apei la suprafaţa terenului şi în reţeaua de văi este procesul capabil să formeze depresiuni închise prin eroziune şi acumulare sau prin combinarea celor două procese naturale.

Lacurile din depresiunile de eroziune sunt asociate cu albia râului, cum ar fi în cazul celor formate în perioada secării râului (ochiurile de apă din sectoarele de albie mai adânci), de meandrele abandonate (meander scrolls) sau la baza unor praguri-cascade (în America de Nord se numesc „plunge pools"). Exemple de lacuri de meandru mai aproape de orizontul nostru geografic sunt Bentul Lătenilor în Balta Ialomiţei, Zătonul Plopilor şi Dunărea Veche în Balta Brăilei, Gorgostel, Erenciuc şi Belciug în Delta Dunării.

A doua categorie de lacuri de origine fluviatilă sunt cele de acumulare, cum ar fi barajele produse de un râu mare la confluenţa cu un tributar mic, acestea fiind cunoscute sub denumirea de limane fluviatile, destul de numeroase în cursurile inferioare ale râurilor. În România le menţionăm pe cele din cursurile inferioare ale Ialomiţei - Sărăţuica, Fundata, Iezer, Schiauca, Strachina; ale Buzăului - Costeiu, Jirlău, Amara, Câineni, Balta Albă, Ciulniţa; ale Dunării - Mostiştea, Gălăţui, Bugeac, Oltina, Mârleanu, Vederoasa, Hazarlâc, Cerna. La

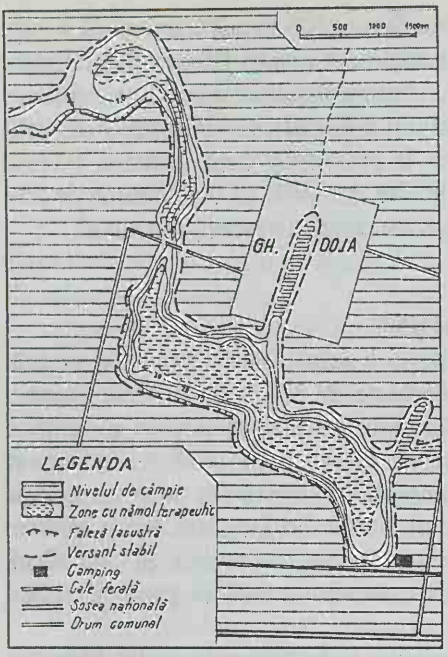


Fig. 5.24. Lacul Fundata- schița morfologic şi batimetrică

acestea din urmă mai adăugăm pe cele din sudul Basarabiei - Cahul, Ialpug, Catlabuh şi Chitai (Fig. 5.24.).

În luncile dezvoltate ale râurilor, între grindurile care formează albia minoră şi la contactul cu terasele fluviatile sau câmpia, se formează depresiuni extinse şi puțin adânci, în care apa de la inundații sau din izvoare formează lacuri de luncă (bălți), destul de numeroase anterior îndiguirii şi desecării luncilor Dunării, Ialomiței, Siretului, Prutului, ca să numim doar râurile mai apropiate. Lacuri ca Bistreț, Potelu, Suhaia, Mahâru, Greaca, Călăraşi, Şerbanu, Crapina, Jijila erau cele mai mari în lunca Dunării, multe dintre ele fiind azi desecate sau reduse în suprafață.

Tot în categoria lacurilor din relieful de acumulare fluviatilă includem lacurile de tip deltă, frecvente în zonele terminale ale fluviilor. În Delta Dunării au rămas încă circa 650 lacuri, dintre care Furtuna, Trei Iezere, Matița, Babina, Merhei, Bogdaproste, Gorgova, Isac, Roşu, Puiu, Lumina, Dranov sunt cele mai mari, unele dintre ele constituind complexe lacustre prin relațiile morfohidrografice şi hidrologice existente.

Exemple de lacuri de origine fluviatilă se pot da din majoritatea ariilor geografice, în special în cursurile inferioare ale râurilor, unde străbat câmpii sau podişuri, panta profilului longitudinal fiind prin urmare mică.

LACURILE DE LA ȚĂRMUL MĂRILOR ŞI OCEANELOR. LAGUNELE ŞI LIMANELE MARINE

Valurile şi curenții care acționează în lungul coastelor marine, transportă materiale erodate sau aduse de râuri şi dispuse sub forma cordoanelor (grinduri marine) care închid total sau parțial gurile unor râuri mici - formând limane marine - sau golfurile existente - formând lagune marine. Atât limanele cât şi golfurile marine se găsesc pe țărmurile joase, iar la geneza lor, pe lângă procesele de acumulare care determină formarea cordoanelor, au contribuit, într-o etapă anterioară, şi procesele de abraziune, la gurile de vărsare ale râurilor şi în golfurile litorale.

Țărmurile marine joase cu cordoane şi perisipuri în care sunt incluse lagune marine reprezintă 13 la sută din lungimea acestora la scara planetară. Cel mai mare procent cu țărmuri barate de cordoane se găseşte în Oceanul Arctic (21 la sută), urmat de Atlantic (17 la sută), Indian (15 la sută) şi Pacific (7 la sută).

Pe lângă procesele actuale de abraziune şi acumulare litorală, la formarea golfurilor şi estuarelor (viitoare limane marine) au contribuit mişcările

epirogenetice de coborâre a uscatului şi eustatismul pozitiv după ultima glaciaţiune cuaternară, când nivelul mării s-a ridicat şi au fost inundate părţile joase - câmpiile litorale.

Printre ţărmurile marine cele mai lungi, cu lagune, menţionăm Golful Mexic, între Peninsula Yucatán şi Florida, cu 1.500 km, ţărmul Mării Mediterane, între Munţii Pirinei şi Alpi (Golful Lyon) şi Golful Biscaya, de la Oceanul Atlantic, între estuarul Gironde şi Munţii Pirinei - localitatea Biarritz (Franţa). Cea mai mare lagună de pe glob este Maracaibo (14343 kmp şi 250 m adâncime), situată pe ţărmul nordic al Americii de Sud, în Marea Caraibilor (Fig. 5.25.).

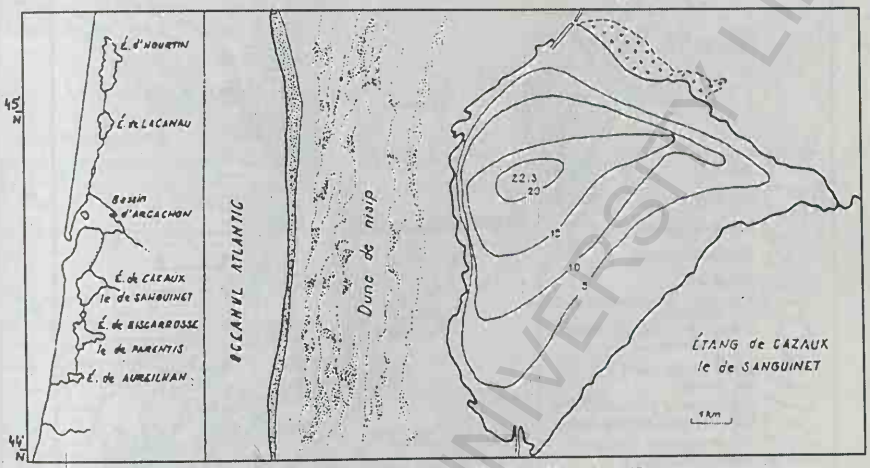


Fig. 5.25. Lagună marină în Golful Biscaya Franţa

În România, limanele marine tipice sunt Taşaul şi Gargalâc, Agigea (parţial afectat de canalul Dunăre-Marea Neagră), Techirghiol, Tatlageac, Mangalia, iar dintre lagune - complexul Razim-Sinoie, care ocupă golful antic Halmyris, Siutghiol şi mlaştina Mangalia (Iezerul Hergheliei) (Fig. 5.26., 5.27., 5.28.).

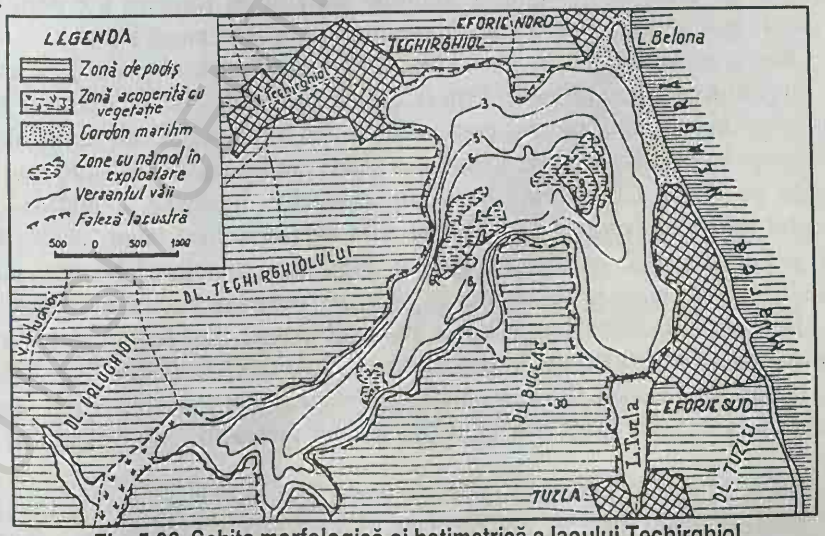


Fig. 5.26. Schiţa morfologică şi batimetrică a lacului Techirghiol

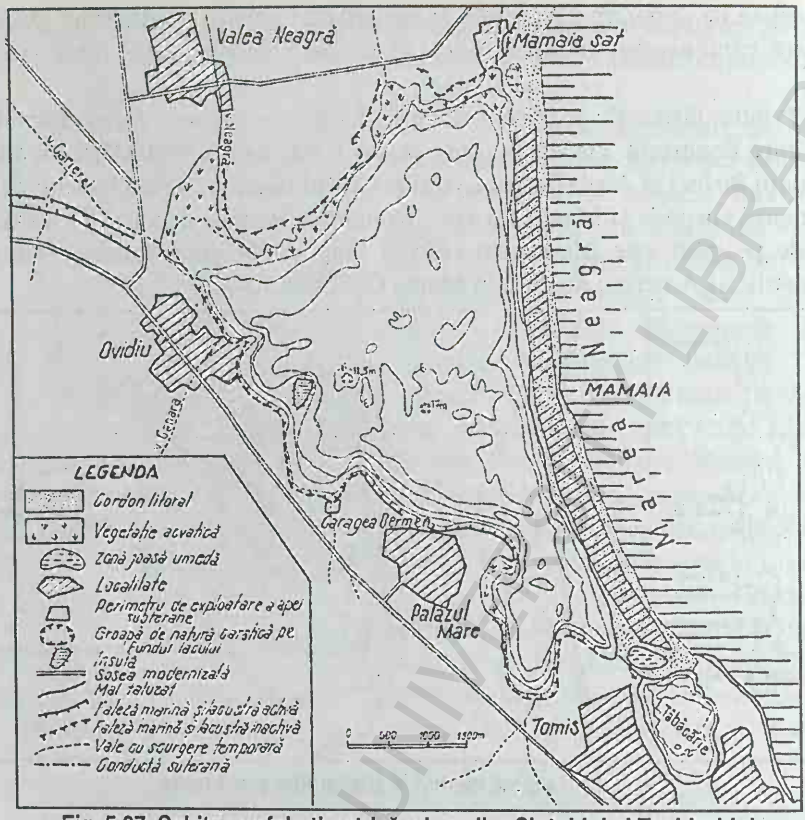


Fig. 5.27. Schița morfobatimetrică a lacurilor Siutghiol și Techirghiol

ALTE TIPURI DE LACURI FORMATE PE CALE NATURALĂ

Depresiuni lacustre de origine coraligenă - atoli, se formează în zonele tropicale, acolo unde se îndeplinesc anumite condiții de formare a coloniilor de corali (vezi capitolul referitor la viața în mediul marin - Oceanografia).

Atolii au, de regulă, o formă circulară, dar insulele de corali pe care se găsesc au contururi foarte diferite. Prin fixarea insulelor de corali de fundul marin, apa din interiorul atolului nu mai comunică cu cea a oceanului din jur și, datorită precipitațiilor bogate din regiune, salinitatea scade până la îndulcire, cum este cazul lacului de pe Insula Clipperton, din vestul coastelor mexicane, adânc de 37 m. Cunoscutul limnolog japonez S. A. Yoshimura a descris două lacuri de acest tip - Akaike și Oike, situate pe insulele Kita și Jima din arhipelagul Nampo, din SE Japoniei. Cele mai multe lacuri de atol se găsesc în oceanele Pacific și Indian.

Depresiuni lacustre formate prin impactul meteoriților sunt destul de puține și controversate de specialiștii în problemă. Astfel, lacul Busumtwi din Ghana - Africa, Lonar din Podișul Deccan - India și Pretoria Salt Pan din Africa australă sunt controversate încă asupra originii (de impact meteoritic sau vulcanice) (Fig. 5.29.)

Lacul Chubb sau Ungava din Peninsula Labrador - Canada este tipic, bine studiat, craterul având un diametru la partea superioară de 3350 m, iar adâncimea

de 410 m. Lacul, ca atare, are 251 m adâncime şi se apreciază că impactul a avut loc în pliocenul superior.

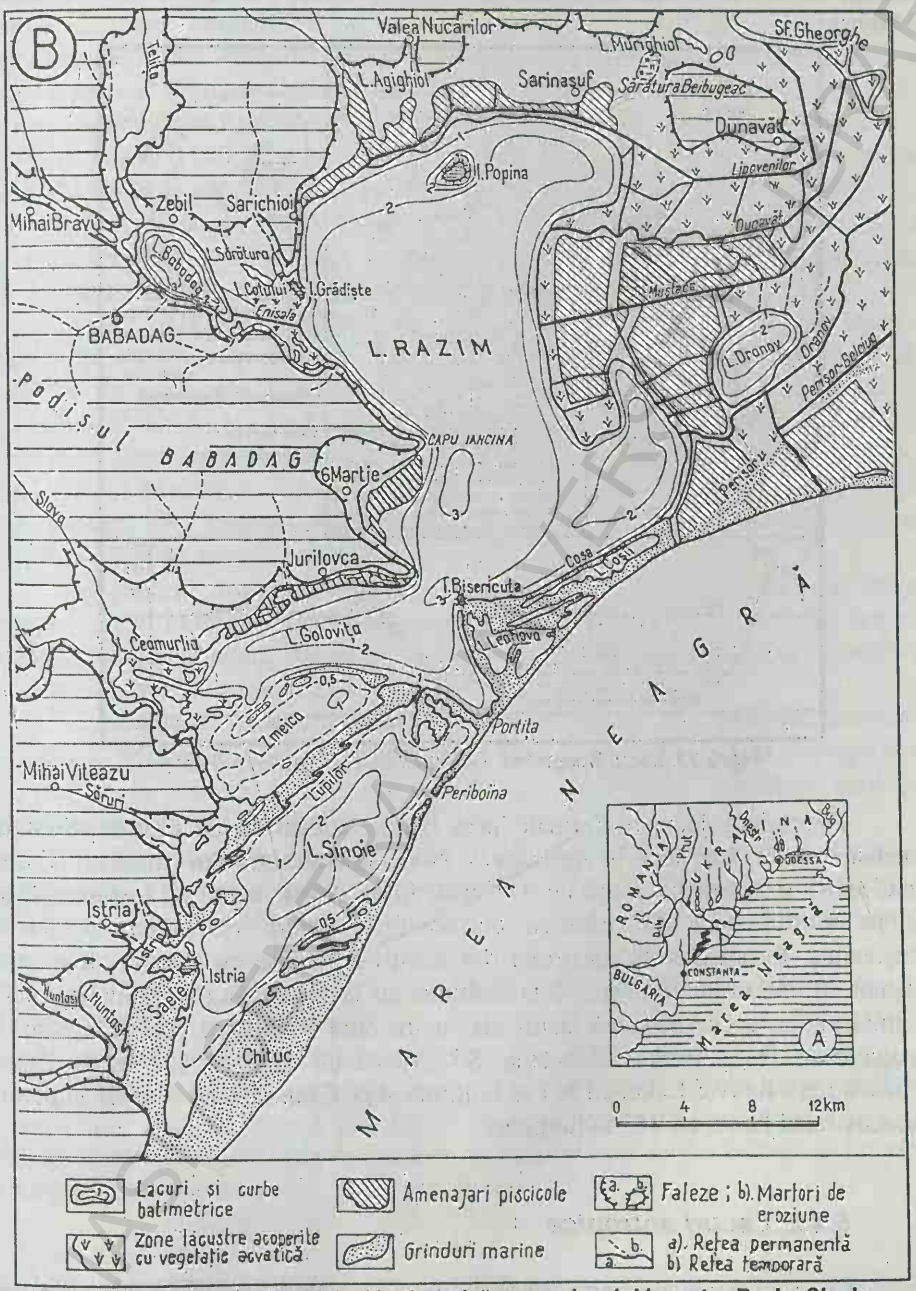


Fig. 5.28. Schiţa morfologică şi batimetrică a complexului lacustru Razim-Sinoie

O atenţie specială a constituit-o şi coasta atlantică, între statele New Jersey şi Florida - America de Nord, unde se găsesc circa 500.000 depresiuni lacustre de mici dimensiuni, puţin adânci, de formă ovală, numite bays, aliniate la ţărm şi a

căror origine a fost pusă pe seama unei ploi de meteoriți. Majoritatea acestor depresiuni sunt umplute cu turbă groasă de 5 - 10 m, deci formate într-un climat mai rece decât cel actual; după analizele sporopolinice s-a apreciat vârsta lor la 40.000 ani.

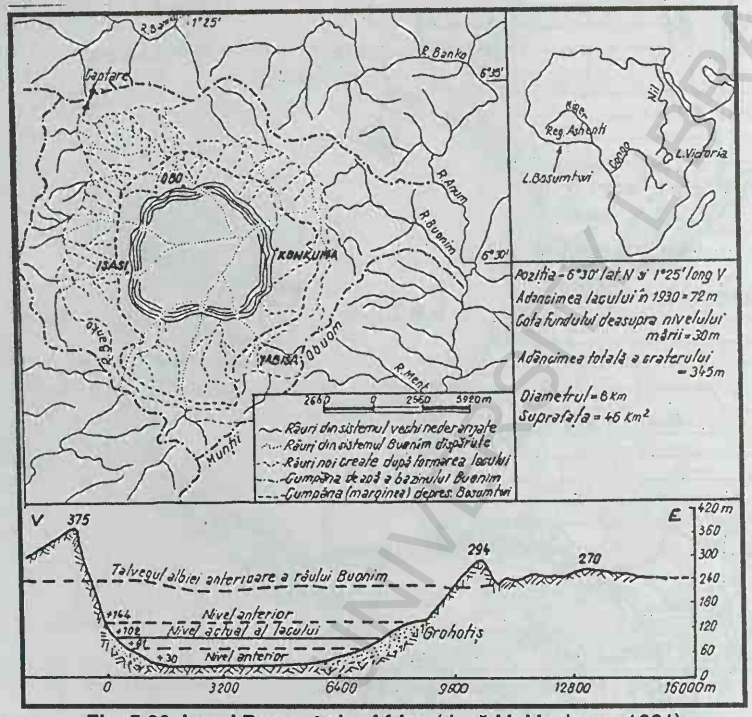


Fig. 5.29. Lacul Bosumtwi - Africa (după M. Maclaren, 1931)

Depresiuni lacustre formate prin baraje construite de castori. Sunt de dimensiuni mici, frecvente în America de Nord, opera castorului canadian (Castor canadensis), şi în Suedia, realizate de Castor fiber. Aceste activități instinctuale au loc pe râurile mici din pădurea de conifere, pentru realizarea locuințelor subacvatice. Barajele sunt construite din resturi lemnoase cu nămol, au în mod obişnuit 30 - 50 m lungime şi 2 -3 m înălțime, iar lacurile ajung la 20 ha suprafață. Se întâlnesc şi excepții, adică lacuri mai mari, cum au fost pe râul Jefferson, în apropiere de Three Forks - Montana, S.U.A., cu un baraj de 650 m, în Parcul Yellowstone - Beaver Lake, cu 321 m lungime şi pe Grand Island - Lacul Superior, respectiv lacul Echo, cu 457 m lungime.

5.4.2. Lacuri antropice

Cu o vechime de peste 4000 de ani, de la lacurile din Egiptul şi Siria antică, la cele din zilele noastre, când asistăm la o „*explozie*" a lacurilor antropice, râurile au fost transformate în salbe de lacuri (lacuri în cascadă); acestea au servit diferitelor necesități umane. Dimensiunile şi utilitățile lacurilor construite de om sunt extrem de variate.

Astfel, la început (în antichitate), au avut rol de acumulare a apei pentru băut şi irigaţii, mult mai târziu pentru piscicultură, uneori agrement şi numai în secolul al XX-lea pentru hidroenergie. Această ultimă utilizare, la care în unele situaţii (regiuni semiaride) se asociază şi cea de irigaţie, a condus la supradimensionarea barajelor, şi deci a volumelor de apă acumulate, numite şi *„lacuri gigant"*. Printre ultimele baraje-lacuri gigant, menţionăm: cel de pe râul Iguaçu - Itaipú, râul Parana din America de Sud, baraj de 190 m înălţime, 1856 m lungime; lac de 1640 kmp şi 190 km lungime, iar centrala electrică cu o putere instalată de 12,6 milioane kW; pe fluviul Chang Jiang - China în sectorul Trei Defilee (Three Gorges), cu un baraj de 175 m înălţime, lacul cu o lungime de 500 km şi o suprafaţă de 1330 kmp, iar centrala electrică cu o putere instalată în final de 13,0 milioane kW, cea mai mare din lume.

Cele două lacuri citate mai sus se evidenţiază prin puterea mare a centralelor electrice şi nu prin suprafaţa acvatorului sau a volumului de apă acumulat. În acest sens, lacul cu cea mai mare suprafaţă este Volta, de pe râul cu acelaşi nume din Africa, cu 8730 kmp, iar volumul de apă de 165 kmc. Comparând lacurile de acumulare din România cu cele amintite (Porţile de Fier - 320 kmp şi 5 kmc, Izvorul Muntelui - Bicaz - 32,6 kmp şi 1,23 kmc, Vidra - 10,5 kmp şi 0,34 kmc, Vidraru - 8,2 kmp şi 0,47 kmc), constatăm o mare diferenţă, evident în raport şi cu dimensiunea arterelor hidrografice respective.

În prezent, folosirea lacurilor de acumulare antropice se face fie într-un anumit scop - hidroenergetic, alimentare cu apă potabilă şi industrială, irigaţii, piscicultură, agrement, transport, atenuarea viiturilor (apărarea împotriva inundaţiilor), fie în mai multe scopuri, deci utilizare complexă.

Dincolo de avantaje, lacurile de acumulare produc modificări semnificative în regimul natural de scurgere a râurilor, impacte puternice atât în împrejurimile lor, cât şi în amonte şi în aval de acestea, modificând echilibrul ecologic, ecosistemele reofile specifice.

Sunt multe situaţii critice create de construirea unor mari lacuri de acumulare şi cel mai semnificativ exemplu îl reprezintă lacul Nasser, cu barajul Assuan de pe fluviul Nil, dat în funcţiune în 1968 şi care a dezechilibrat întregul sector din aval, inclusiv delta unde au loc procese intense de sărăturare.

Un alt exemplu îl constituie râurile Don şi Kuban din Rusia, care, în condiţii normale, alimentau Marea Azov cu apă dulce. În prezent, prin reţinerea apelor în lacurile de acumulare, Marea Azov este complet deteriorată (poluată).

Considerăm că fiecare lac de acest gen produce impacte asupra mediului înconjurător şi dacă această direcţie de management a resurselor de apă a fost agreată timp de 50 - 60 ani, în prezent se pun tot mai multe semne de întrebare asupra eficienţei acestora .

5.5. CARACTERISTICI MORFOLOGICE

Dimensiunile depresiunilor lacustre variază pe un ecart foarte mare, de la câteva zeci de mii de m^2 la zeci de mii de km^2, în ceea ce priveşte suprafaţa (Marea

Caspică, 371 000 km^2) de la mai puțin de un metru, la peste 1 000 m adâncime (Baikal, 1 620 m, Tanganyika, 1 435 m).

Forma în plan și configurația morfobatimetrică a depresiunii lacustre, de asemenea, diferă foarte mult, în funcție de tipul genetic. Astfel, lacurile vulcanice de crater sau maare au un contur regulat, aproape circular, cu o configurație în adâncimea tronconică, iar cele din relieful glaciar morenic sau din luncile râurilor au un contur neregulat, complex, cu multe golfuri și insule, cu mai multe arii în care adâncimea diferă foarte mult.

Configurația în plan și adâncimea se modifică în funcție de activitatea proceselor de modelare cum sunt apele curgătoare care formează delte sau conuri de dejecție (delta râului Selenga în lacul Baikal), vânturile care deplasează nisipurile din regiunile aride (lacul Ciad, Lob Nor), ghețarii, în cazul lacurilor polare. De asemenea, modificarea liniei țărmului se datorește valurilor, curenților și asociațiilor floristice (cum este cazul lacurilor din zonele joase de luncă și deltă).

Conturul lacurilor este dat în majoritatea cazurilor de rocile dure sau depozitele sedimentare (uneori aluviunile râurilor sau grindurile generate de valuri și curenți marini), iar într-o mică măsură și de formațiunile vegetale (stufărișuri, plaur, mangrove la lacurile de luncă, de deltă sau litorale).

Lacurile situate în văi, fie că depresiunea este rezultatul acțiunii fluviatile sau glaciare, au o formă alungită, partea din amonte având adâncimea mică datorită proceselor de colmatare, iar în partea din avale, de lângă baraj (constituit din aluviuni sau din rocă dură) se găsește adâncimea maximă. Lacurile cu această configurație sunt limanele fluviatile și marine, lacurile de baraj natural (inclusiv cele antropice), fiordurile.

Generalizând, pentru o depresiune lacustră se pot distinge în secțiune transversală elementele morfologice marcate în schița alăturată în cazul lacurilor cu adâncime mare (Fig. 5.30.).

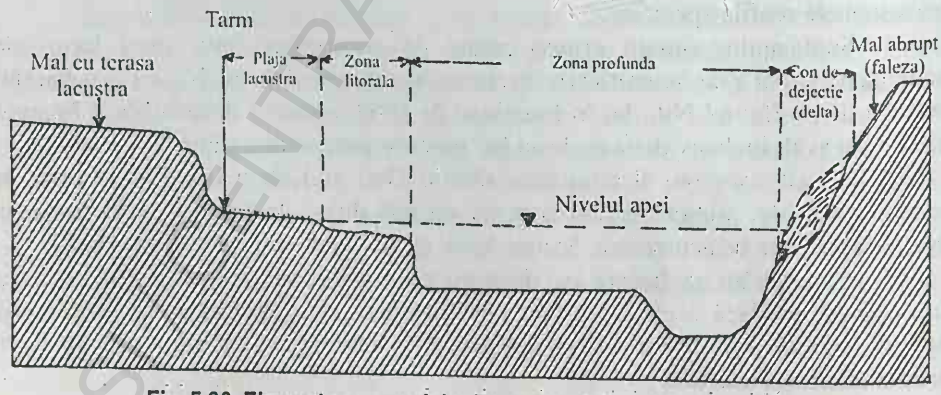


Fig. 5.30. Elemente geomorfologice ale unei depresiuni lacustre

Țărmul reprezintă linia de contact dintre mediul acvatic și cel terestru (interfața apă / uscat) și variază ca poziție în plan în funcție de nivelul apei din lac.

Terasa lacustră poate fi roca de bază în care este situat lacul (terasă în rocă, structurală) și în materialul provenit de pe versanți prin procesele subaeriene, în materialul aluvionar transportat de râuri la debușarea acestora sau în materialul transportat de curenți și valuri în lungul țărmului. Terasele lacustre reflectă

variațiile de nivel ciclice în funcție de variațiile de nivel de lungă durată și sunt stabile în timp sau variațiile de scurtă durată, de la un an la altul sau sezoniere și care sunt efemere.

Plaja lacustră reprezintă spațiul pe care variază țărmul în funcție de nivelul apei. De regulă acestea sunt constituite din material provenit din activitatea curenților, valurilor și este de natură anorganică sau organică, încadrându-se în categoria nisipurilor și mai rar a pietrișurilor.

Delta lacustră sau conul de dejecție se formează la gura râurilor sau a organismelor torențiale afluente lacului prin depunerea materialului transportat la schimbarea profilului de pantă, la debușarea în lac.

Zona litorală este spațiul submers cu adâncime mică, supus acțiunii valurilor. Sub aspect biologic, în cazul lacurilor adânci, reprezintă zona cea mai bogată în ceea ce privește cantitatea de biomasă și a biodiversității. În cadrul acestei zone se poate distinge și supralitoralul, care este spațiul îngust de lângă țărm acoperit temporar cu apă.

Zona profundală (pelagială) este prezentă numai la lacurile cu adâncimi de ordinul sutelor de metri (uneori și zecilor de metri). În această zonă valurile nu mai au efect asupra fundului lacustru, lumina și deci procesul de fotosinteză acționează în orizontul de suprafață (spațiul sau subzona eufotică), iar în adâncime, datorită lipsei luminii (subzona afotică), este domeniul bacteriilor și proceselor de descompunere organică.

În plan orizontal, sub aspectul configurației morfologice, se mai disting golfuri, băi și estuare. Baia este un golf mic, mai izolat de masa de apă lacustră, iar estuarul reprezintă zona de vărsare lărgită a unui râu afluent lacului, datorită remuului provocat de ridicarea nivelului apei.

5.6. CARACTERISTICI MORFOMETRICE

Prin morfometria lacurilor se înțelege ansamblul de indici și metode de determinare cantitativă, atât a depresiunii lacustre, cât și a volumului de apă existent în aceasta.

Pentru calculul indicilor morfometrici este necesară harta lacului (planul) cu curbele batimetrice (izobate), care pune în evidență desfășurarea adâncimilor.

Precizia indicilor morfometrici calculați depinde de precizia ridicării topografice a conturului lacului și a ridicării batimetrice (măsurătorilor de adâncime).

De asemenea, nivelul lacului variază în funcție de condițiile climatice, de alimentarea provenită pe cale superficială (râuri) și subterană (izvoare), în final de configurația bilanțului hidric.

Desigur că, în condițiile existenței unei stații hidrometrice la țărmul lacului, la care se fac observații periodice asupra nivelului, se poate alege și varianta de calculare a indicilor morfometrici pe baza nivelului mediu rezultat din perioada cu date de măsurători.

Harta batimetrică (topobatimetrică) a lacului se poate realiza la diferite scări în funcție de mărimea lacului. Astfel, pentru Marea Caspică este suficientă

scara 1 : 1 000 000; 1 : 2 500 000 şi chiar 1 : 5 000 000, dar pentru un lac glaciar cu suprafaţa de 110 ha, scara trebuie să fie 1:500, 1 : 1 000; 1 : 5 000 etc.

Indicii morfometrici ai lacului se referă la suprafaţă, lăţime, lungimea liniei ţărmului (perimetru), a insulelor din interiorul lacului (dacă sunt), adâncimea medie, maximă, minimă, volumul de apă, forma depresiunii lacustre (în plan şi pe adâncime), pantele fundului lacustru etc.

Aşa cum s-a menţionat anterior, valorile indicilor morfometrici se raportează la un anumit nivel al lacului (mediu, maxim, minim) şi este necesar să se facă asemenea precizări.

Suprafaţa lacului (F_0) este extinderea oglinzii apei la un anumit nivel al acesteia şi în funcţie de mărime se exprimă în m^2, ha sau km^2. Determinarea suprafeţei se face prin planimetrare sau cu o hârtie milimetrică (de preferat calc milimetric). În cazul existenţei insulelor, se recomandă determinarea suprafeţei acestora şi menţionarea prin însumare, pentru cunoaşterea mai exactă a acvatoriului propriu-zis.

Pentru cunoaşterea configuraţiei depresiunii lacustre în profunzime şi repartiţia suprafeţelor orizonturilor de apă la diferite adâncimi, se planimetrează fiecare curbă batimetrică şi se înscriu valorile într-un tabel adecvat.

Pentru determinarea gradului de insularitate a lacului se foloseşte relaţia:

$$I = \frac{F_0 - F_1}{f} \cdot 100(\%) \qquad (5.1.)$$

unde:

I -este gradul de insularizare

f- suprafaţa totală a insulelor

F_0- suprafaţa totală a lacului

F_1- suprafaţa lacului fără suprafaţa insulelor.

Lungimea lacului (L) este distanţa cea mai scurtă dintre două puncte de ţărm situate în poziţii extreme şi măsurate în interiorul suprafeţei lacului. În funcţie de configuraţia în plan a depresiunii lacustre, lungimea poate fi o linie dreaptă sau frântă, fără a intersecta linia ţărmului (Fig. 5.31).

Lăţimea medie a lacului (B_m) se determină ca raport între suprafaţa lacului şi lungimea acestuia:

$$B_m = \frac{F_0}{L} \qquad (5.2.)$$

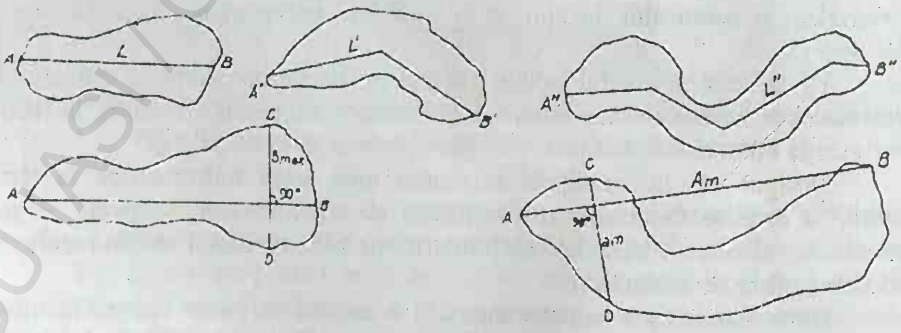


Fig. 5.31. Elemente morfometrice ale depresiunii lacustre: L-lungimea lacului; Bmax- lăţimea maximă; Am- axa mare; am- axa mică.

Lățimea maximă (B_{max}) este distanța cea mai mare dintre malurile opuse, care se găsesc la capetele unei perpendiculare trasată pe lungimea depresiunii.

În unele lucrări se mai întâlnesc parametrii axa mică și axa mare. În cazul nostru, axa mare este distanța cea mai scurtă dintre două puncte, cele mai îndepărtate de pe linia țărmului, dar care poate intersecta linia țărmului în cazul unor lacuri sinuoase; axa mică este distanța cea mai scurtă dintre maluri, perpendiculară pe axa mare.

Lungimea liniei de țărm sau perimetrul lacului (P) este lungimea reală a țărmului și care rezultă din măsurarea directă pe hartă și exprimată, în funcție de valoare, în metri sau kilometri.

Dezvoltarea liniei țărmului sau coeficientul de sinuozitate (Cs) care reprezintă regularitatea sau festonarea țărmului în funcție de tipul genetic al depresiunii și ulterior de modificările produse de procesele de modelare de suprafață. Se exprimă prin relația:

$$Cs = \frac{P}{2\sqrt{\pi \cdot F_0}} \qquad (5.3.)$$

adică perimetrul lacului supra circumferinței cercului care aria egală cu suprafața lacului.

Adâncimea maximă (H_{max}) rezultă din măsurători directe și se exprimă în metri.

Adâncimea medie (H_{med}) se obține din raportul dintre volumul lacului și suprafața oglinzii apei (fără insule):

$$H_{med} = V / F_1 \text{ (m)} . \qquad (5.4.)$$

Volumul de apă al lacului (V) în m^3 sau km^3, se poate calcula ca volum integral și ca volume parțiale în funcție de fiecare izobată, curbă de egală adâncime a lacului sau pentru nivelul mediu maxim și minim al lacului.

Volumul de apă se poate calcula pe cale grafică (cea mai des folosită) și analitic.

Prima metodă se bazează pe curba batigrafică (hipsografică) și a doua metodă analitică se bazează pe asemănarea depresiunii lacustre (în profunzime) cu anumite corpuri geometrice (cilindru, emisferă, sinusoid, elipsoid, paraboloid, con) și aplicarea formulei respective, dar care nu dă suficientă precizie.

Curba batigrafică (hipsografică) este raportarea grafică pe axe rectangulare a suprafețelor parțiale dintre curbe batigrafice succesive și adâncimea lacului. Pe abscisă se trece suprafața totală, efectivă la nivelul lacului considerat (mediu, maxim sau minim) iar pe ordonată se trece adâncimea, de la cea maximă (la intersecția axelor) la 0 (suprafața lacului) (Fig. 5.32.).

Prin planimetrarea (sau determinarea pe hârtie milimetrică) a fiecărei suprafețe corespunzătoare curbelor batimetrice se reprezintă grafic curba suprafețelor (batimetrice).

Cu ajutorul curbei batigrafice se poate calcula volumul total al lacului sau volumele parțiale, corespunzătoare diferitelor adâncimi.

Volumul total (V_t) se determină grafic prin planimetrarea suprafețelor dintre axele coordonatelor și curba batigrafică. Prin înmulțirea suprafeței rezultate

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" UNIVERSITY LIBRARY

cu valoarea unității la scara grafică aleasă, se obține volumul de apă total sau cele parțiale.

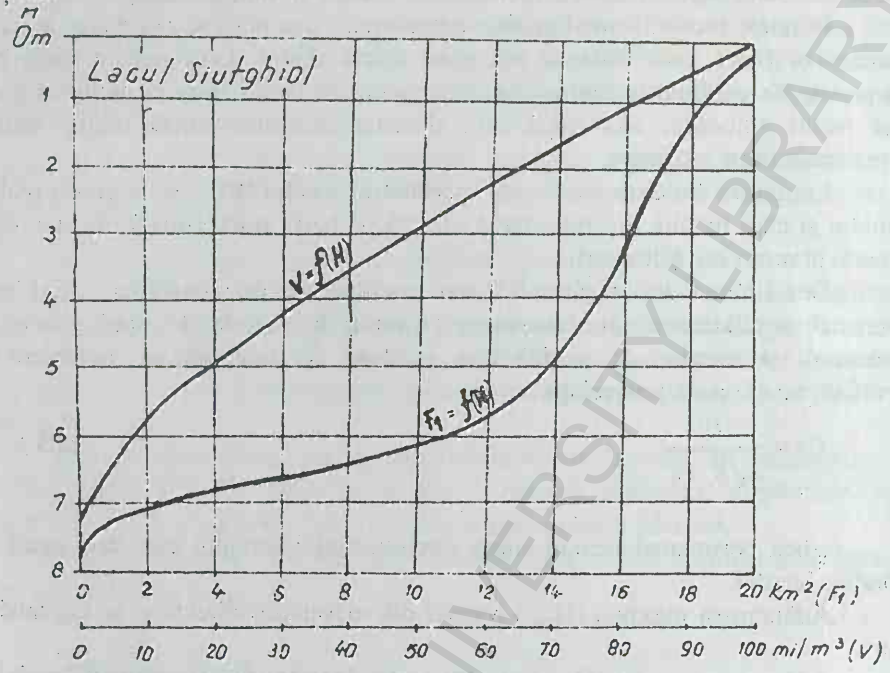


Fig. 5.32. Curba batigrafică şi a curba volumelor

Pentru determinarea volumelor parțiale se folosește formula trunchiului de con:

$$V_p = h / 3 \, (F_1 + F_2 + \sqrt{F_1 \cdot F_2}) \qquad (5.5.)$$

unde:

h - reprezintă diferența de adâncime dintre cele două curbe batimetrice:

F_1, F_2 - suprafețele celor două curbe batimetrice

De asemenea, tot pentru volumele parțiale, se poate utiliza şi formula mediei aritmetice:

$$V = h / 2 \, (F_1 + F_2), \qquad (5.6.)$$

dar care dă rezultate aproximative.

Pentru lacuri mici sau calcule estimative, se poate folosi şi formula parabolică Simpson:

$$V = h / 3 \cdot (F_0 + 4F_1 + 2F_2 + 4F_3 + 2F_4 + ... + F_n) . \qquad (5.7.)$$

Prin însumarea, volumelor parțiale se obține volumul total:

$$V = \Sigma \, Vp \qquad (5.8)$$

Dezvoltarea volumului (D_v) reprezintă compararea volumului unui lac în raport cu volumul unui con cu suprafața bazei egală cu suprafața lacului şi înălțimea (conului) egală cu adâncimea maximă a lacului potrivit expresiei:

$$Dv = 3H_{med} / H_{max} \qquad (5.9.)$$

Valoarea lui Dv se apropie de 1 când depresiunea lacustră tinde spre conicitate, este mai mică de 1 când versanții depresiunii au formă convexă către volumul de apă şi mai mare de 1 când versanții sunt concavi.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Panta medie a fundului (I) se determină ca tangenta unghiului şi se calculează potrivit relaţiei:

$$I = \frac{\Delta h \sum l}{F} \qquad (5.10.)$$

unde:

Δ h-este echidistanţa dintre izobate;

F-suprafaţa determinată de izobata superioară, respectiv suprafaţa lacului la 0 m adâncime:

Σ l-suma lungimilor izobatelor măsurate.

Suprafaţa reală a fundului depresiunii lacustre (Ff) este dată de relaţia:

$$F_f = \frac{F}{\cos\alpha} \qquad (5.11.)$$

unde:

F-este suprafaţa lacului;

α-unghiul de înclinare a pantei fundului dată de relaţia anterioară.

Indicele de formă a depresiunii lacustre (I_f). Forma depresiunii lacustre influenţează diferite aspecte ale regimului hidric, termic şi chimic al lacului. Un lac cu suprafaţa mare şi adâncime mică este uşor supus uniformizării termice şi chimice sub acţiunea valurilor; un lac cu suprafaţa mică şi adâncimea mare, prezintă diferenţieri mari pe verticală sub aspectele menţionate mai sus.

Pentru caracterizarea formei depresiunii lacustre, se compară acestea cu diferite forme geometrice (cilindru, con, emisferă etc.), S.D. Muraveski a propus determinarea indicelui de formă potrivit relaţiei:

$$I_f = H_{med} / H_c, \qquad (5.12.)$$

unde:

H_{med}-este adâncimea medie;

H_c - adâncimea centrului de greutate al masei de apă.

Poziţia centrului de greutate se determină astfel:

$$Hc = \int z\, d_m / M, \qquad (5.13.)$$

unde:

z-este grosimea unui strat elementar;

d_m-masa stratului elementar;

M-masa întregului volum de apă

Dacă se notează cu ρ densitatea (considerată egală în tot lacul) şi cu dv volumul stratului elementar, atunci:

dm = ρ dv

şi

$$H_c = \frac{\int_v z\rho \cdot dv}{M} = \frac{\int_v z\rho \cdot dv}{\int_v \rho \cdot dv} \text{ sau } H_c = \frac{\int_b z\rho \cdot dv}{V} \qquad (5.14.)$$

unde:

∫ zdv- se determină grafic pe curba volumelor;

V-este volumul total al lacului.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În funcție de valoarea lui Hc, lacul se poate compara cu unele din corpurile geometrice după cum urmează: 2,0, cilindru, 1,78, emisferă, 1,50, paraboloid, 1,33, con (Fig. 5.33.).

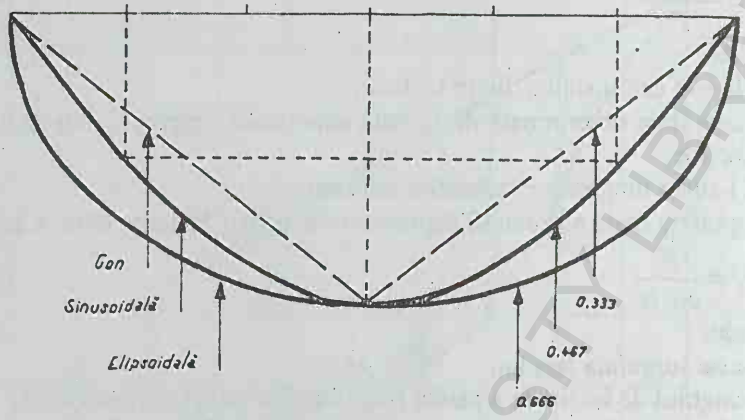


Fig. 5.33. Forma depresiunii lacustre (după Neuman, 1959)

5.7. BILANȚUL HIDRIC

Bilanțul hidric al lacului este estimarea cantitativă, la un moment dat sau pe o anumită perioadă de timp (de regulă o lună, un sezon, un an sau mai mulți ani) a tuturor componentelor care contribuie la alimentarea sau pierderea unui volum de apă.

Variația volumului de apă determinat de raportul dintre componentele de intrare și ieșire din lac se reflectă în variația nivelului apei care poate fi considerat un barometru al lacului în acest sens.

Factorii care intervin direct în modificarea cantitativă a volumului de apă din lac se numesc componentele bilanțului hidric și care, în funcție de rolul pe care îl au, de intrare (alimentare) sau ieșire (pierdere), vor avea sensuri pozitive, de creștere a volumului și sensuri negative, de scădere a volumului, în ambele situații consecința fiind de creștere sau de scădere a nivelului apei din lac.

Aceste componente, numite și termeni, se înscriu într-o ecuație generală sub forma unei sume algebrice, cu tot atâtea necunoscute câte simboluri sunt, numit modelul bilanțului hidric.

Valorile acestor componente, dincolo de semnificația cantitativă, au și o semnificație calitativă, în sensul că reflectă condițiile geografice în care este situat lacul, de la o semnificație locală, singulară, la o semnificație zonală geografică.

Din acest punct de vedere, majoritatea lacurilor reflectă legea zonalității latitudinale, privită la scară planetară și legea etajării altitudinale.

Pe baza acestor două legități, prin analiza bilanțului hidric și respectiv a amplitudinii de variație a nivelului, se pot face generalizări teritoriale privind repartiția și tipurile limnologice de lacuri.

Cunoașterea acestor legități, care dă posibilitatea estimării bilanțului hidric și a altor aspecte ale regimului hidrologic (termic, chimic etc.), oferă posibilitatea

stabilirii locului şi dimensiunilor lacurilor antropice de baraj în cadrul bazinelor geografice.

Analizând modelul (ecuaţia) bilanţului hidric constatăm că unii termeni cum ar fi X- precipitaţiile şi Z - evaporaţia, ambele de la suprafaţa lacului, reflectă zona geografică în care se găseşte lacul; alţi termeni, scurgerea de suprafaţă în lac (Y_1) şi din lac (Y_2) sunt în funcţie de bazinul hidrografic în care este situat, concret, lacul, adică suprafaţa bazinului de recepţie şi de suprafaţă efectivă a lacului; termeni referitori la alimentarea subterană (U_1) şi pierderea subterană (U_2) ce depind de condiţii strict locale cum ar fi natura rocilor în care este situat lacul.

Dacă ne referim numai la aceste şase componente, deoarece într-o ecuaţie de bilanţ pot interveni şi altele naturale sau datorită activităţii omului, ecuaţia bilanţului hidric este:

$$X + Y_1 + U_1 + Z + Y_2 + U_2 = + \Delta V , \qquad (5.15.)$$

unde:

ΔV-este diferenţa de volum (+) sau (-) care rezultă din însumarea valorilor componentelor raportate la perioada analizată.

În analizele de bilanţ hidric se întâlnesc, de regulă, trei aspecte (situaţii):

Primul aspect este acela când suma valorilor componentelor va fi egală cu 0, adică nu există diferenţă de volum şi deci volumul intrat (V_1) este egal cu volumul ieşit (V_2) în această situaţie se apreciază că este un bilanţ constant (neutru):

$$V_1 = V_2 \qquad (5.16.)$$

Această situaţie de bilanţ constant sau de echilibru între intrări (aflux) şi ieşiri (deflux) se poate întâlni la un lac pentru o perioadă scurtă de timp, în funcţie de jocul dintre componente, sau în cazul unei analize a bilanţului hidric la un lac pentru o perioadă multianuală, seculară sau milenară. În aceste condiţii, nivelul apei este şi el constant.

Al doilea aspect al bilanţului hidric este acela când:

$$V_1 > V_2 \qquad (5.17.)$$

Şi deci există o creştere de volum ($+\Delta V$) care defineşte un bilanţ excedentar (pozitiv); nivelul apei înregistrează o creştere în limitele capacităţii de acumulare a depresiunii lacustre.

Al treilea aspect se referă la faza sau perioada când:

$$V_1 < V_2 \qquad (5.18.)$$

şi deci înregistrează o scădere de volum ($-\Delta V$) şi care semnifică un bilanţ deficitar (negativ), iar nivelul apei marchează o scădere care poate duce până la secarea lacului (Fig. 5.34.).

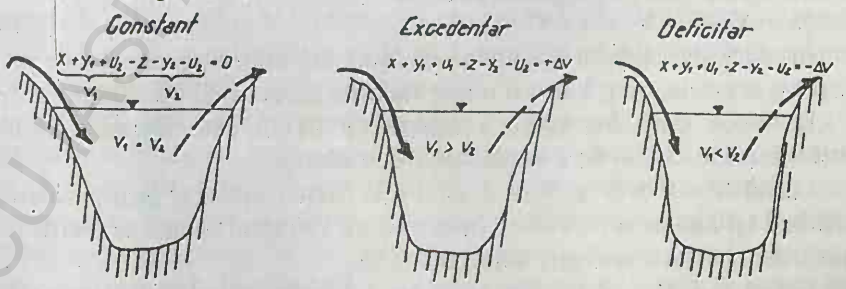


Fig. 5.34. Tipuri de bilanţ hidrologic

În funcție de cele trei tipuri de bilanț la care mai intervin și alți parametri care le particularizează, lacurile pot fi categorisite ca permanente, temporare, efemere sau cu scurgere și fără scurgere (închise).

Lacurile permanente sunt cele mai multe, privite la scară planetară, cele temporare se întâlnesc în regiunile de stepă și chiar de semipustiu cum sunt unele lacuri din depresiunile de crov din Bărăgan, din sudul Munților Atlas, Africa (șoturile), din Asia Centrală, mai exact în Kazahstan etc.

Lacurile efemere pot fi numite acele acumulări de apă care apar în anotimpurile mai umede sau după ploi torențiale. De regulă, aceste lacuri nu au o depresiune lacustră care rezistă în timp.

Calcularea bilanțului hidric al unui lac se poate face pe baza măsurătorilor existente asupra componentelor ecuației (modelului). În unele situații se poate determina indirect pe baza ecuației un termen care nu este dimensionat.

În cazul lacurilor mari, sunt necesare mai multe puncte (stații) în care să se facă măsurători, cum ar fi lacurile Baikal, Tanganyika, Victoria, Marile Lacuri din America de Nord, Marea Caspică etc.

Primul parametru care trebuie măsurat este nivelul apei la o mină sau mai multe mire hidrometrice. Variația nivelului apei reprezintă prima condiție în această operațiune.

A doua condiție este întocmirea hărții batimetrice a lacului cu consemnarea nivelului apei la care a fost făcută ridicarea, raportată atât în cote absolute față de nivelul marin, cât și în cote relative față de un reper fix sau 0 al mirei hidrometrice.

În continuare, se cere cunoașterea precipitațiilor recepționate la suprafața lacului, acestea obținându-se de la stația meteorologică cea mai apropiată sau de la posturile pluviometrice.

Evaporația de la suprafața lacului se estimează pe baza datelor directe de la pluta evaporimetrică, dacă aceasta există pe lac, sau indirect pe baza deficitului de umiditate de la stația meteorologică, pe baza unor formule în care se iau în calcul mai mulți parametri meteorologici.

Scurgerea superficială din bazinul hidrografic se calculează pe baza debitelor lichide ale râurilor afluente sau pe baza hărților scurgerii lichide existente în regiune.

Scurgerea superficială din lac se calculează tot pe baza debitelor lichide măsurate pe emisarul lacului sau indirect prin ecuația de bilanț.

În ceea ce privește aportul subteran sau infiltrația, acestea se pot aprecia tot pe baza ecuației de bilanț, aplicând o serie de artificii de calcul sau considerând cei doi termeni egali, ceea ce simplifică ecuația:

$$X_1 + Y_1 - Z - Y_2 = + \Delta V \qquad (5.19.)$$

În afară de calculul bilanțului pe baza măsurătorilor directe se pot face aprecieri ale acestuia, aplicând mai multe variante ale ecuației bilanțului.

Deoarece din observațiile concrete nu există date asupra aportului și pierderii subterane, se pot face următoarele considerații:

- când $X + Y > Z$ și $Y_2 = 0$, cum este cazul concret al lacului Sfânta Ana din România (și alte lacuri închise), înseamnă că surplusul de apă se pierde pe cale subterană, deci există o scurgere subterană (U_2);
- când $X + Y < Z$ și totuși lacul are scurgere prin emisari, cum este lacul Siutghiol (România), înseamnă că există o alimentare subterană (U_1).

Ţinând seama că termenii bilanţului hidric depind de bazinul de recepţie (F), cum este cazul Y_1 şi de suprafaţa lacului (f), cum sunt X şi Z, ecuaţia:

$$X_1 + Y_1 - Z - Y_2 = 0 \qquad (5.20.)$$

se poate scrie:

$$XF + Y_1F - Zf - Y_2F = 0 \qquad (5.21.)$$

În aceste condiţii Y1 se determină potrivit relaţiei:

$$Y_1 = YF / T, \qquad (5.22.)$$

unde:

Y -este valoarea scurgerii superficiale care se ia din hărţile speciale existente

T - numărul de secunde dintr-un an ($31,5 \times 10^6$).

Scurgerea apei din lac printr-un emisar sau lipsa acestuia reflectă direct sau indirect raportul dintre X şi Z, numit indicele potenţialului hidric al teritoriului (K_h):

$$K_h = X / Z, \qquad (5.23)$$

iar raportul dintre suprafaţa lacului şi suprafaţa bazinului de recepţie a fost numit coeficientul suprafeţei lacustre (K_1):

$$K_1 = f / F. \qquad (5.24)$$

Cei doi coeficienţi sunt, în esenţă, produşi ai condiţiilor climatice, primul având efect imediat asupra bilanţului hidric, cel de-al doilea fiind rezultanta unei evoluţii în timp şi al reglării raportului care explică persistenţa lacului de milenii.

În baza acestor doi indicatori, care pot fi consideraţi ca axiome, lacurile diferă de la o regiune geografică la alta, astfel, într-o regiune temperată, mediteraneană sau tropical uscată, pentru ca lacul să persiste, trebuie să aibă un bazin hidrografic proporţional cu volumul de apă pierdut. În acest zone geografice, suprafaţa şi volumul lacului au variaţii mari, în funcţie de anotimp sau de perioade cu ani ploioşi ori secetoşi. Exemple edificatoare în acest sens sunt lacurile: Ciad din Africa, Eyre din Australia, Salton şi Marele Lac Sărat din America de Nord, lacurile din Podişul Gobi şi Takla Makan (dintre care cel mai cunoscut este lacul Lob Nor, şoturile sahariene şi, la o scară mai mică, lacurile de crov din Bărăgan, România; astfel, lacul Ciad are $f = 12.000$ km^2 şi $F = 1.300.000$ km^2, Lob Nor cu 2.000 km^2 şi respectiv 1.000.000 km^2, Eyre cu 0- 15.000 km^2 şi 1.300.000 km^2.

5.8. VARIAŢIA NIVELURILOR

Variaţia nivelului apei din lacuri poate fi analizată pe o scară foarte variată de timp de la câteva secunde la câteva secole sau milenii. După cum s-a menţionat, în capitolul anterior, nivelul apei lacului este cel mai sensibil barometru de înregistrare a modificărilor volumului de apă.

Hidrografia variaţiei nivelului este în funcţie de modificarea şi evoluţia componentelor bilanţului hidric, care au loc sezonier, anual sau ciclic (multianual). Din analiza variaţiei nivelului apei lacurilor se poate remarca o tendinţă constantă de creştere sau scădere (seculară), datorită schimbărilor generale climatice care afectează zone geografice întinse dar, din a doua jumătate a secolului trecut la această analizată trebuie adăugată intervenţia antropică. Acest fenomen poate fi

analizat la lacurile închise, situate în regiuni endoreice, cu un climat arid şi semiarid), tehnicile moderne de investigare bazate pe imagini satelitare permiţând o rată de precizie de ordinul centimetrilor şi analiza unor suprafeţe acvatice extinse Începând cu 1991 datorită accesului la astfel de date au fost efectuate mai multe analize ale nivelurilor cu aplicaţii asupra Mării Caspice Marea Mediterană şi Marea Neagră lacurile africane, Marea Aral şi lacul Issîk-Kul etc.

În afara acestor modificări de lungă durată ale nivelurilor există şi modificări de scurtă durată generate de procese hidrodinamice, activităţi antropice (mijloace de transport naval) etc. Cunoaşterea acestora, atât a celor de scurtă cât şi a celor de lungă durată (seculare), poate contribui la înţelegerea proceselor fizice, chimice sau biotice ce se desfăşoară în lac, oferind posibilitatea îmbunătăţirii măsurilor actuale de management pentru o reconstrucţie ecologică eficientă (dacă este cazul) sau o mai bună protecţie.

Mările Caspică şi Aral, ambele lacuri închise, de mari dimensiuni, situate pe aceeaşi paralelă şi într-o regiune geografică aridă, cu bazine geografice mari dar amplasate în zone geografice opuse, prezintă variaţii de nivel alternative în raport cu condiţiile climatice. S-a remarcat faptul că, atunci când Marea Caspică avea nivelul ridicat, Aralul îl avea scăzut şi invers.

Explicaţia acestor variaţii este aceea că în perioadele cu ani secetoşi nivelul lacului Aral creşte deoarece Amu Daria şi Sîr Daria, afluenţii de bază care se alimentează din gheţarii şi zăpezile perene ale Munţilor Pamir, aduc volume mari de apă în comparaţie cu Volga, afluentul Caspicii, care se alimentează din podiş şi câmpie şi deci aduce volume mici de apă. Situaţia se inversează în perioadele cu anii umezi, când zăpezile şi gheţarii din Pamir nu cedează decât puţină apă prin topire, în schimb Volga drenează afluenţi cu ape mai bogate; astfel s-a explicat nivelul lacului Aral, mai ridicat cu 2 metri în perioada 1900-1915 în raport cu cel al Caspicii.

În ceea ce priveşte evoluţia nivelurilor în Marea Caspică se consideră că aceasta avea în urmă cu aproximativ 10000 -12000 de ani în urmă un nivel mai ridicat cu 75 de metri decât cel actual ceea ce permitea existenţa unei legături cu Marea Neagră.

În ultimii 2000 de ani amplitudinea nivelurilor a fost de aproximativ 7 m, valorile cele mai scăzute estimându-se a se fi înregistrat în secolele VI şi VII pentru ca ulterior valorile să varieze între -30 şi -25 m (sub nivelul Mării Baltice) pentru a atinge valoarea de -26,2 m în 1929.

De altfel începând cu 1873 s-au efectuat şi primele observaţii instrumentale sistematice în golful Baku (anterior în perioada 1830-1832 ele au fost sporadice) pentru ca de la începutul secolului al XX-lea acestea să se extindă la mai multe posturi hidrometrice în lungul coastei.

De la începutul perioadei de observaţii (1830) şi până la sfârşitul secolului al XX-lea nivelurile au variat între -25,8 m (sub nivelul Mării Baltice) şi -29 m (sub nivelul Mării Baltice) în 1977, când s-a înregistrat şi cea mai scăzută valoare din ultimii 400-500 de ani (Fig. 5.35.).

În acest interval de timp începând cu 1929 se înregistrează o scădere accelerată a nivelului ca efect al secetei prelungite din bazinul fluviului Volga şi scăderii precipitaţiilor. Deşi din 1950 precipitaţii au crescut treptat nivelul Mării Caspice s-a menţinut scăzut ca urmare a construirii lacurilor de acumulare de pe

Volga şi reţinerii unui volum important de apă în acestea precum şi creşterii cererii de apă din industrie şi agricultură. Pe parcursul secolului al XX-lea amplitudinea variaţiei nivelului a fost de aproximativ 3 m, scăderea nivelului determinând o reducere a suprafeţei Mării Caspice cu aproximativ 40 000 km^2.

Începând cu 1978 s-a înregistrat o creştere rapidă a nivelului cu o medie de 12 cm/an, în 1987 nivelul crescând cu 1,24 m, iar în 1995 nivelul atinge -26,7 m. Această valoare se explică prin creşterea precipitaţiilor în bazinul fluviului Volga ce se corelează cu o relativă stabilitate a nivelurilor.

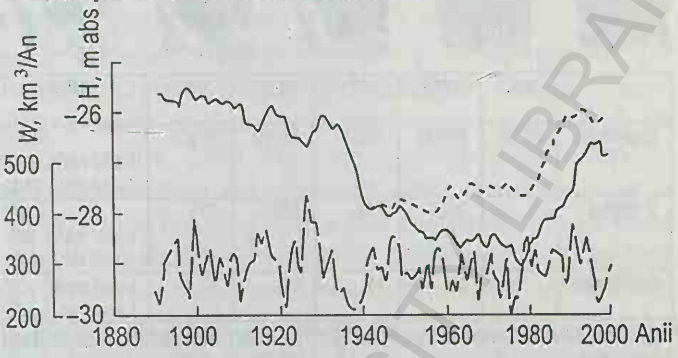


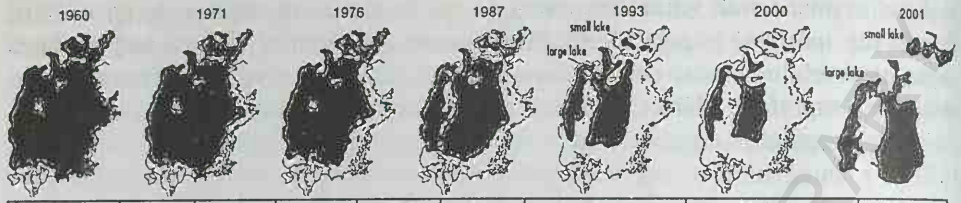
Fig. 5.35. Modificări ale nivelului Mării Caspice (cu linie continuă nivelul Mării Caspice şi cu linie punctată nivelul estimate dacă s-ar aduna şi consumul din bazinul hidrografic începând cu 1930, Ismaiylov&colab, 2001; *Ekologicheskie problemy Kaspiya...*, 2000) **şi ale scurgerii pe fluviul Volga**

În perioada 1979-1981 rata de creştere a fost maximă 30 – 26 cm/an ceea ce a condus la producerea unei transgresiuni continue ce a durat 18 ani. În toată această perioadă efectele creşterii nivelurilor s-au făcut simţite în cazul a numeroase întreprinderi industriale, clădiri şi oraşe situate în lungul coastei care au fost distruse. De asemenea în lungul coastelor Daghestanului s-au produs creşteri semnificative ale concentraţiei de metale grele şi poluare microbiologică. De asemenea creşterea nivelului a determinat inundarea unor suprafeţe importante, de teren, poluare şi dezechilibre ecologice majore în anumite areale ca şi o accelerare a proceselor abraziune.

În Kazahstan şi nordul Mării Caspice înaintarea mării în interiorul continentului a fost de aproximativ 30 de km ceea ce a produs inundarea zonelor joase utilizate pentru agricultură sau extracţia petrolului. Nivelul apei a început să scadă la mijlocul anilor `90 ai secolului trecut, în 1996 rata anuală de scădere fiind de 15 cm/an iar tendinţa s-a menţinut. În 2004, nivelul Mării Caspice a scăzut din nou cu 30 de cm şi a ajuns la – 27 m.

Lacul Aral, în schimb, datorită reţinerii apei din râurile Amu Daria şi Sîr Daria în lacurile de acumulare şi prelevări pentru irigaţii a înregistrat o scădere a nivelului şi o reducere a suprafeţei cu circa 50 % (de la 66.900 km^2 în 1960, la 33.600 km^2 în 1993, iar volumul de la 1.090 la 300 m^3), marcând o evidentă catastrofă ecologică (Fig. 5.36.). Astfel, în acest interval de timp, până în 1987 de exemplu, suprafaţa lacului s-a redus cu 40% volumul s-a redus cu 66% iar nivelul a scăzut cu 13 m datorită reducerii cu 70% a debitelor de intrare ale râurilor ceea ce a condus la crearea unui dezechilibru ecologic major şi distrugerea florei şi faunei din lac.

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY



	1957[2]	1960[1]	1971[1]	1976[1]	1987[1]	1993[1]	2000[1](valoare estimată)	2001[2]
Suprafața	67389	66900	60200	55700	41000	33600 Lacul mare 31000 Lacul mic 2600	24200 Lacul mare 21000 Lacul mic 3200	18572
Volumul		1090	925	763	374	300 Lacul mare 279 Lacul mic 21	175 Lacul mare 151 Lacul mic 24	
Salinitatea		10	11	14	27	Lacul mare ±37 Lacul mic ±30	Lacul mare 65-70 Lacul mic ±25	

Fig. 5.36. Modificarea suprafeței (km²), volumului (km³) și salinității (‰) lacului Aral în perioada 1960-1993, predicția pentru anul 2000 (1 - după Micklin, 1988 cu modificări Kalff, 2002) completată cu valoarea înregistrată în 1957 și 2001 (2 - Dukhovny & Umarov, 2004)

Ca efect al acestor intervenții majore în bilațul hidric, nivelul lacului a scăzut cu 12,5 m începând cu 1961 și până în 1985, rata medie, în acest interval fiind de aproximativ 0,5 m/an și chiar 0,6-0,8 m în unii ani (Fig. 5.37.). Variațiile anuale ale nivelurilor nu au mai respectat hidrografele anteriore astfel că în perioada de iarnă nivelul nu mai crește, iar în cel mai bun caz rămâne constant, în timp ce vara nivelul scade rapid.

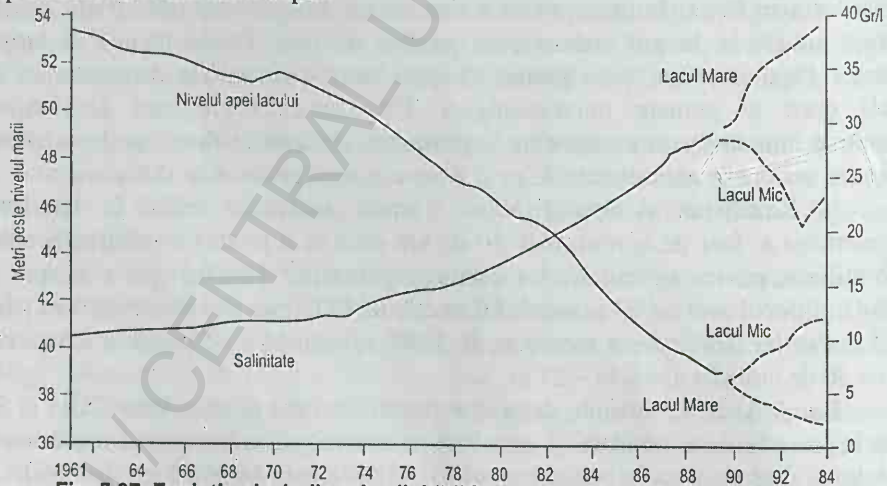


Fig. 5.37. Evoluția nivelurilor și salinității în lacul Aral în perioada (1961-1994) (după Orlova *&colab.*, 1998)

De altfel, scăderea continuă a nivelurilor în perioada următoare a condus la separarea completă în 1985-1986 a două lacuri – Aralul Mare și Aralul Mic ce vor evolua diferit. Având în vedere că Sîr Daria are un debit mai mare decât Amu Daria nivelul Aralului Mic a început să crească iar salinitatea a scăzut. Construcția unui baraj de separare a celor două lacuri în 1993 (reparat în 1994) în strâmtoarea lui Berg (fost canal al deltei Sîr Daria, devenit canal de legatură între lacuri), a

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

condus temporar la o scădere a nivelurilor dar creşterile ulterioare au dovedit corectitudinea măsurilor, existenţa acestui baraj permiţând stabilirea unui echilibru ecologic în acest ecosistem şi o evoluţie relativ stabilă Nivelul apei a crescut în această perioadă 2-2,5 m ceea ce a determinat reapariţia unor foste golfuri şi reactivarea fostului port Aralsk.

De-a lungul timpului, au exista diverse iniţiative şi măsuri pentru a se reduce efectele scăderii nivelurilor şi creşterii salinităţii. Astfel, în perioada Uniunii Sovietice, începând cu 1970, a exista propunerea de construire a unor canale de derivaţie în lungime de aproximativ 2500 km care asociate unor lacuri de acumulare şi staţii de pompare să aducă apă din două râuri siberiene ce ar fi însumat un volum anual de 18-20 km^3/an. Proiectul a fost însă anulat de guvernul URSS în 1986 când a fost emisă Rezoluţia nr. 1110/ 1986 prin care se crea „Consorţiul Aral" ce avea ca obiectiv conservarea resurselor de apă şi realizarea unor lacuri de acumulare. După 1991 odată cu dezmembrarea URSS proiectul a fost abandonat dar, cele cinci state din Asia Centrală, direct interesat reiau procesul de colaborare şi aprobă la 11 ianuarie 1994 „Programul Marea Aral". Printre altele acesta prevedea *„dezvoltarea studiilor de fezabilitate pentru stabilirea a 322 zone inundate artificial în deltele Amu Daria şi Sîr Daria precum şi punerea în aplicare a unor măsuri adecvate de regenerare pentru reabilitatea condiţiilor naturale din regiune"*.

Estimările efectuate de unii autori arată că dacă valorile debitelor reţinute în lacurile de acumulare şi cele foloste în agricultură se menţin iar cantităţile de precipitaţii nu cresc până în 2010 suprafaţa lacului Aral se va reduce la 9000 km^2.

Lacul **Balhaş**, situat mai la est, tot închis, a înregistrat, de asemenea, scăderi şi creşteri ale nivelului. Astfel între 1875 şi 1890 a scăzut, între 1890 şi 1910 a crescut, apoi din nou a scăzut cu circa 2,8 m între 1910-1930. aceste variaţii se datoresc condiţiilor climatice reflectate în precipitaţiile care cad direct pe lac şi în debitul afluentului principal Ili, care coboară din munţii Tianshan (Fig. 5.38.).

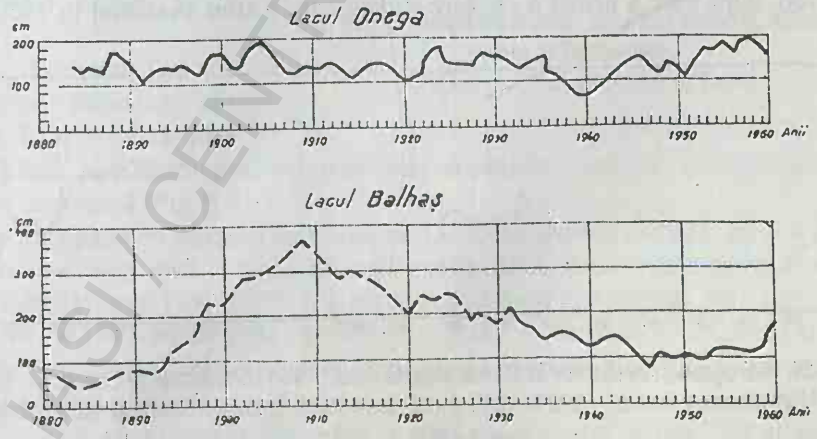


Fig. 5.38. Variaţia multianulă a nivelurilor unor lacuri

Lacul **Issîk-Kul**, de origine tectornică, al treilea ca mărime din Asia Centrală joasă, situat la o altitudine de 1609 m cu o suprafaţă de 6200 km^2 şi un bazin hidrografic de 15 492 km^2, reprezintă opusul lacului Aral în privinţa efectelor

schimbărilor climatice asupra regimului nivelurilor, datorită alimentării acestuia din precipitații și ghețari.

La mijlocul Holocenului nivelul lacului era cu aproximativ 250 m mai scăzut ceea ce ar determina o reducere cu 40% a volumului și o retragere a liniei țărmului cu 20-60 km.

Alimentarea lacului din ghețari și precipitații determină în decursul anului o amplitudine medie a nivelurilor de aproximativ 20 de cm cu o creștere din februarie până în septembrie și o scădere a nivelurilor în continuare până în februarie.

Evoluția istorică a nivelurilor determinată prin analiza teraselor situate deasupra nivelului actual (la 2,5 ș 7-8 m) și a celor submerse (poziționate la 2-6 m) arată că acestea au fost în holocen foarte variate. Astfel, între secolele XI î.Hr. – I d. Hr. Nivelul lacului a fost mai ridicat cu 12-13 metri decât cel actual, între secolele X-XII d.Hr. a fost mai scăzut decât cel actual în timp ce în secolele al XVIII-lea și al XIX-lea nivelul a fost mai ridicat decât în prezent. O analiză pe valori medii în ultimii 75 de ani arată o scădere continuă a nivelurilor cu o medie de 4 cm/an urmată din 1998 de o creștere abruptă cu 10 cm/an, iar dacă aceasta va continua va produce pagube semnificative asupra infrastructurii dezvoltată în lungul țărmurilor. Scăderea nivelurilor se poate explica prin creșterea aridității și populației din zonă, respectiv creșterea consumului în agricultură și localități în timp ce creșterea nivelurilor este pusă pe seama topirii ghețarilor din care se alimentează lacul (din 1972 și până în prezent volumul ghețarilor s-a redus datorită topirii cu 4 km^3). Aceste variații ale nivelurilor se pot corela cu cele ale nivelurilor lacurilor Karakull și Chatyrkul.

O altă reconstituire a variației de nivel, dar pe o perioadă de 250 de ani (1650- 1906), a fost făcută de J. Enge (1931) pentru **Marea Moartă**, un lac tipic închis, hipersalin. Spre deosebire de oscilațiile ciclice din Siberia, autorul semnalează că aici hidrograful nivelurilor a marcat o scădere lentă din 1650 până spre 1760, după care a urmat o creștere ușoară care a atins maximul în 1900 (Fig. 5.39.).

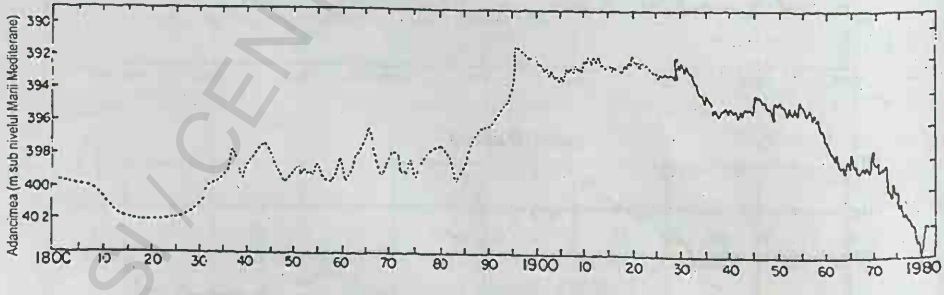


Fig. 5.39. Hidrograful nivelurilor în Marea Moartă (Klein 1965 completată de Steinhorn, 1985). Nivelul Mării Moarte a fost de – 392 în 1930 și -402 m în 1978. În arealul nordic al mării adâncimea maximă este de 330 m.

Creșterea nivelului apei din secolul al XIX-lea este pusă de autor pe seama precipitațiilor mai ridicate din regiune. Și, la Marea Moartă, în perioada 1930-1978, ca urmare a reținerii unui volum de apă dulce al râului Iordan în bazinul hidrografic pentru irigații (acesta fiind singurul afluent semnificativ), nivelul a

scăzut cu circa 10 m (scăderea nivelului lacului a fost mult accelerată începând cu 1964 când au crescut şi reţinerile de apă în bazin, ceea ce a condus la diminuarea semnificativă a suprafeţei lacului în arealul sudic).

Menţinerea relativ constantă a nivelului lacului în perioada anterioară 1900-1930 s-a datorat unei stabilităţi a debitelor intrate din bazinul hidrografic al râului Iordan şi scurgerii din lacul Kinneret.

Variaţii ciclice au fost observate şi analizate şi pe marile lacuri din Africa. Astfel, au fost corelat oscilaţiile sincrone de pe lacurile Victoria şi Albert cu activitatea petelor solare (al căror ciclu este de 11 ani), dar analizele ulterioare au dovedit că era numai o coincidenţă, cauza principală rămânând tot regimul precipitaţiilor în raport cu cel al evaporaţiei. O creştere a fost remarcată pe lacul Tanganyika încă de la descoperirea lui de către europeni (1854), după care s-a produs o scădere bruscă datorită unui baraj de pe emisarul Lukuga, care îl leagă prin Lualaba de fluviul Congo (Fig. 5.40.).

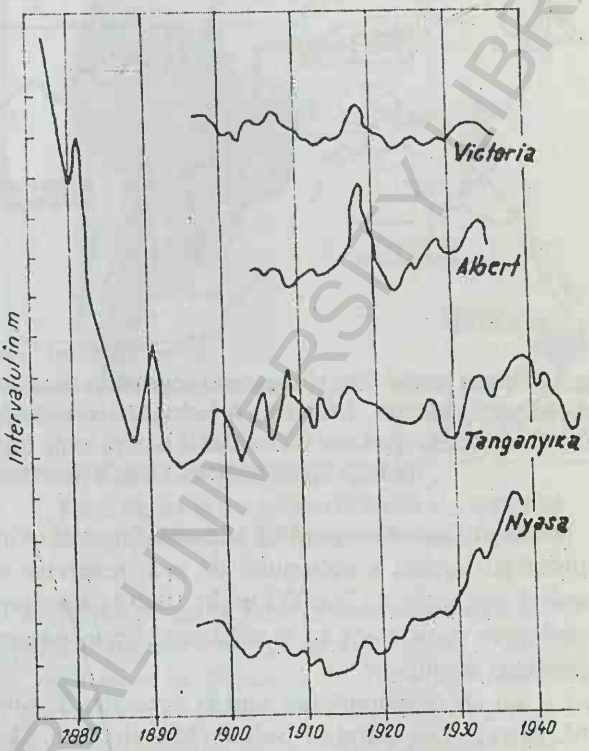


Fig. 5.40. Variaţia nivelurilor lacurilor Victoria, Albert, Nyasa şi Tanganika
(după Brooks, Dixei, Kantnack şi Tison)

Barometrul oscilaţiilor climatice din Africa îl reprezintă însă lacul **Ciad**, care întruneşte cel mai bine condiţiile unui lac închis situat între regiune endoreică (Fig. 5.41.).

Începând cu sfârşitul secolului al XVIII-lea şi până în 1823, lacul a avut un nivel ridicat şi ca atare o suprafaţă mult mai extinsă, după care a urmat o scădere mai evidentă între 1840-1850. Cu nivel ridicat sunt consideraţi anii 1853, 1854, 1866, 1870, 1892-1898, după care a urmat o altă scădere între 1905-1915, apoi o ridicate spre 1920 şi apoi o nouă scădere. Aceste variaţii ale nivelului se corelează cu cele din Asia, amintite mai înainte.

Scăderea bruscă a nivelului lacului la începutul anilor `70 ai secolului trecut a condus la o restrângere a suprafeţei lacului Ciad, începând cu 1972 acesta separându-se în două subbazine: unul nordic şi altul sudic iar dezvoltarea începând cu 1975 a diferitelor tipuri de faciesuri lacustre şi de vegetaţie permite evidenţierea unor areale cu caracteristici diferite: iaz (1), mlaştină (2), deltă (3) (vezi figura de mai jos)

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

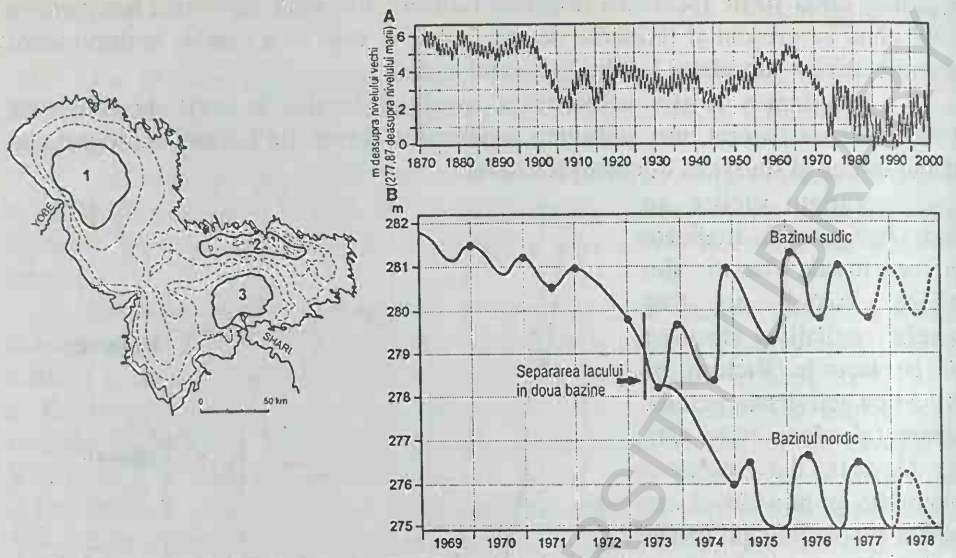


Fig. 5.41. Harta lacului Ciad şi separarea acestuia în două subbazine (unul nordic şi unul sudic, după Carmouze&colab., 1983, stg.); **A.** Hidrograful nivelurilor lacului Ciad (Evans &Mohieldeen, 2002); **B.** Hidrograful nivelurilor lacului Ciad în bazinul nordic (poate fi temporar uscat) şi sudic ce îşi recapătă treptat adâncimea inițială (Wantzen*&colab.*, 2008)

Modificarea nivelurilor a condus în mod evident şi la reducerea dramatică a suprafeței lacului a volumului de apă, respectiv a habitatelor naturale de la o suprafață mai mare de 26000 km^2 în 1960 la mai puțin de 1500 km^2 în 2000. Este posibil ca în viitor, dacă nu se realizează un management adecvat, să asistăm chiar la dispariția acestui lac.

La fel de importante sunt şi variațiile de nivel la lacurile din America de Nord, Marele Lac Sărat şi Salton. **Marele Lac Sărat**, după nivelul maxim din 1870, a scăzut lent, pe fondul unor mici oscilații pozitive şi negative, până în zilele noastre. Pe baza analizei inelelor trunchiurilor de arbori vechi de pe malul lacului Tahoe, se apreciază pe baza a circa 100 inele că anul 1850 a fost cel mai secetos, cu nivelul cel mai scăzut în perioada 1750-1850 (Fig. 5.42.).

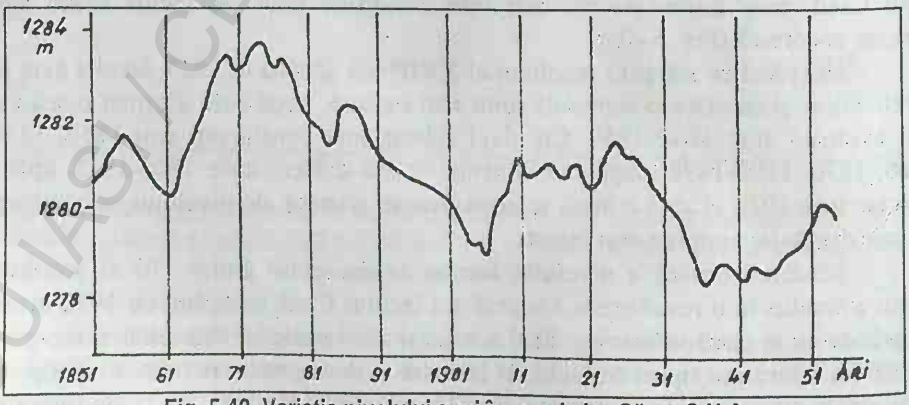


Fig. 5.42. Variația nivelului apei în marele lac Sărat, S.U.A.
(după U.S. Geological Survey şi R.F. Flint)

În America de Sud şi în special în pampasul argentinian pe fondul unui climat subtropical cu două anotimpuri, unul secetos şi altul ploios, pe parcursul secolului al XX-lea a existat o mare variabilitate a bilanţului hidrologic al lacurilor şi evident a nivelurilor şi salinităţii.

Spre exemplu lacul **Mar Chiquita** (Fig. 5.43) (lac sărat situat în zona centrală subtropoicală a pampasului argentinian, 30°54` lat. S – 62°51`long. V, ce poate fi considerat în anumite perioade drept cel mai mare lac sărat din America de Sud şi unul dintre cele mai mare din lume ~ 37.500 km^2, se caracterizează prin mari variaţii ale nivelurilor şi salinităţii ca efect al modificării precipitaţiilor şi regimului hidrologic al râurilor care îl alimentează.

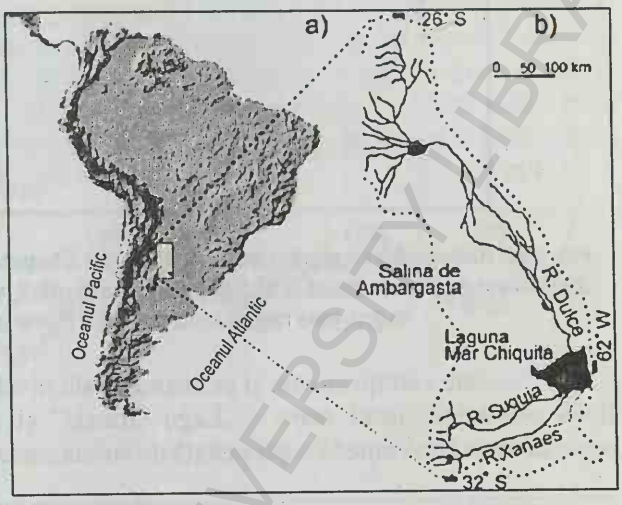


Fig. 5.43. Harta lacului Mar Chiquita şi a bazinului hidrograf al acestui din America de Sud (Argentina)

Astfel, pe parcursul secolului al XX-lea s-au înregistrat variaţii mari ale precipitaţiilor valorile fiind cuprinse între 303 mm pe an şi 1074 mm pe an, în timp ce valoarea medie a fost de 653 mm pe an în intervalul 1934-1972 şi de 810 mm pe an în perioada 1973-1997.

Alimentarea lacului se realizează în principal de către trei râuri: Râul Dulce ce aduce un volul anual mediu de aproximativ 3,0 km^3, Râul Suquía şi Râul Xanaes ambele cu un volum anual descărcat în lac de 0,7 km^3 şi din subteran.

În aceste condiţii arealul nordic la lacului este reprezentat de o zonă umedă a cărei suprafaţă este variabilă, fiind mult diminuată în sezonul secetos. Variaţiile precipitaţiilor şi a scurgerii din râuri din ultimele decenii a produs variaţii semnificative ale nivelului, ceea ce pus în evidenţă sesnsibilitatea lacului la schimbările climatice. Analiza şirul de date şi extrapolarea acestora arată că în sezoanele secetoase suprafaţa lacului se reduce cu aproape 1000 km^2, în prezent (2004) suprafaţa acestuia fiind de până la 6000 km^2 cu o lungime şi lăţime maximă de 120 km şi respectiv de 80 km, adâncimea maximă fiind de aproximativ 10 m (Fig. 5.44.).

Lacul Titicaca este situat la altitudinea de 3809 m în Munţii Anzi într-un climat rece şi semiarid cu temperaturi medii anuale de 8°C şi precipitaţii cuprinse între 790 mm şi 950 mm / an. Lacul are un bazin hidrografic de 49010 km^2 şi o suprafaţa a lacului de 8490 km^2 ea fiind însă variabilă în decursul anului datorită condiţiilor climatice (8100-9000 km^2). Minimul anual al nivelurilor se înregistrează în decembrie, fiind urmat de o creştere rapidă a acestora datorită începerii sezonului ploios care durează 5 luni după care fenomenul predominant este evaporaţia. Acestor variaţii anuale li se adaugă inundaţiile ciclice o dată la 10 ani (din punct de vedere statistic) ce produc grave prejudicii populaţiei din zonă.

BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

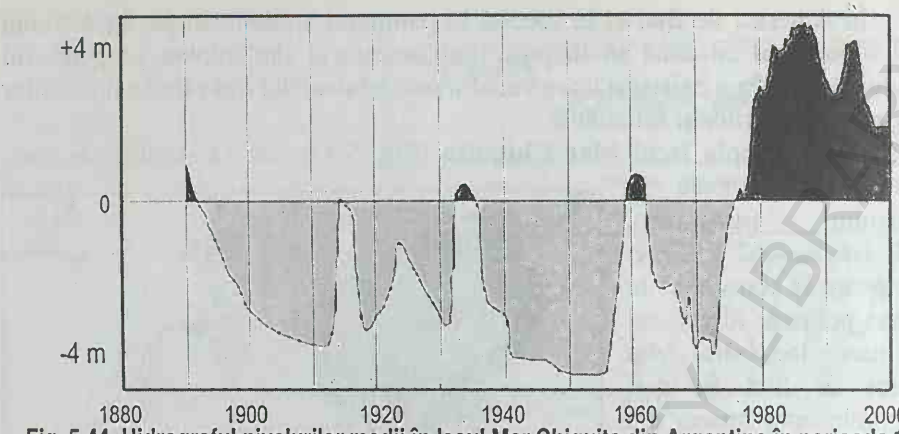


Fig. 5.44. Hidrograful nivelurilor medii în lacul Mar Chiquita din Argentina în perioada 1880-2000. Nivelul „0" este situat la 66,5 m peste nivelul mării, valorile pozitive sunt colorate cu negru, cele negative cu gri (după Piovano *&colab.*, 2002)

Aceste variații anuale şi multianuale ale nivelurilor au condus la existența a două subbazine (lacul mare – „Lago Grande" şi lacul mic – „Lago Pequeño) separate de o zonă umedă reprezentată de strâmtoarea Tiguina (Fig. 5.45.)

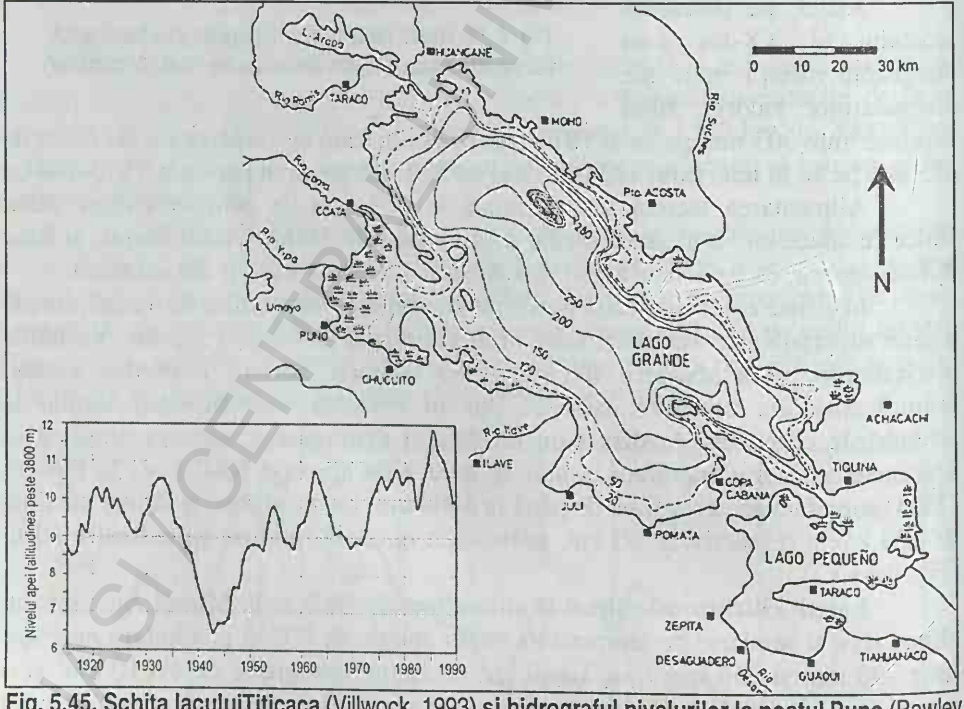


Fig. 5.45. Schița laculuiTiticaca (Villwock, 1993) **şi hidrograful nivelurilor la postul Puno** (Pawley *&colab.*, 2001 cu modificări Wantzen*&colab.*, 2008)

Înregistrările nivelurilor efectuate între 1914 şi 1989 au evidențiat că amplitudinea anuală a nivelurilor este cuprinsă între 0,4-1,8 m iar pentru întreaga perioadă analizată ea a fost de 6.27 m.

Analizele palinologice evidențiază în pleistocen o perioadă cu niveluri scăzute, perioada următoare fiind caracterizată prin pronunțate variații ale nivelurilor, ceea ce a condus la alternarea perioadelor în care exista comunicare între cele două subbazine atunci când nivelul era ridicat şi separarea acestora când nivelul era scăzut.

Pentru evitarea situațiilor determinate de creşterea rapidă a nivelurilor în perioadele cu precipitații abundente trebuie avute în vedere, pe de o parte, controlul intrărilor în lac prin construirea de baraje pe afluenți şi, pe de altă parte dragarea râului Desaguadero pentru o mai bună scurgere şi evitarea inundării astfel încât nivelul apei să se mențină între valorile de 3008 -3011 m (peste nivelul mării) considerat a fi optim (Fig. 5.46.)

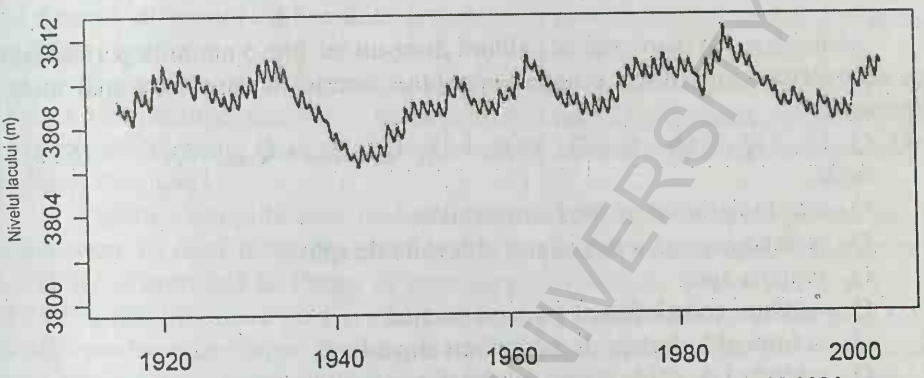


Fig. 5.46. Hidrograful nivelurilor lacului Titicaca în perioada 1915-2004 (valori absolute în metri peste nivelul mării Bourges *&colab*, 2002)

În ceea ce priveşte România, acest fenomen a fost analizat la lacul Amara, Ialomița, care este un lac izolat față de Ialomița şi deci a reflectat fidel variațiile climatice ciclice pe fondul tendinței generale.

Luând în considerație şi unele erori precum şi faptul că nivelul lacului Amara este influențat de precipitații şi indirect, de apele freatice, din prelungirea şirului de valori s-a ajuns la aprecierea variațiilor de nivel pe perioada 1898-1975. Astfel, s-a constatat existența unei ciclicități cu o oscilație completă de 50 ani şi o amplitudine de 70-80 cm, două maxime corespunzând anilor 1917-1920 şi 1969-1971, primul având o medie a nivelurilor de 285 cm, iar al doilea de 305 cm şi un minim în 1948-1950 cu valoarea medie de 135 cm, pe fondul unei tendințe generale uşor ascendente:

$$H_i = 214{,}3 + 0{,}218 \cdot t_i \quad . \qquad (5.25)$$

5.9. PARTICULARITĂȚILE TERMICE ALE LACURILOR

Capacitatea de înmagazinare şi cedare treptată de către apă, în general, şi de apa lacurilor în cazul nostru, a energiei calorice primită de la Soare (radiația solară) sau din scoarța terestră prin fundul cuvetei lacustre, este una din particularitățile importante ale regimului termic. Prin volumul de apă mai mic față

de cel al mărilor şi oceanelor, lacurile sunt mult mai receptive la schimbările climatice, înregistrând variaţiile cele mai mici petrecute în decursul perioadelor de timp mai îndelungate (sute şi mii de ani) sau chiar de la o zi la alta. Trebuie, totuşi, să subliniem că apa manifestă o oarecare inerţie sau mai bine zis o încetineală, în legătură cu înmagazinarea şi cedarea căldurii. Din această cauză există şi un decalaj între oscilaţiile termice ale apei faţă de cele ale aerului. Cu cât volumul de apă dintr-un lac este mai mare, cu atât gradul de independenţă a lacului creşte faţă de climatul mediului înconjurător.

5.9.1. Bilanţul caloric

Acumularea şi pierderea de căldură dintr-un lac într-o anumită perioadă de timp, se exprimă sub forma ecuaţiei bilanţului termic în care intră mai multe componente:

$$Q_s + Q_i \; Q_a \; Q_{ev} + Q_{at} + Q_f + Q_{af} \; Q_{sc} + Q_{cd} + Q_{pr} \; Q_{gh} \; Q_{bio} + Q_{mec} = Q, \qquad (5.26)$$

unde:

Q_s- este radiaţia solară totală absorbită;

Q_i- radiaţia inversă a atmosferei absorbită de apă;

Q_a- radiaţia apei;

Q_{ev}- căldura cedată de apă prin evaporaţie;

Q_{at}- schimbul turbulent de căldură cu atmosfera;

Q_f- schimbul de căldură prin fundul depresiunii lacustre;

Q_{af}- căldura primită prin intermediul afluenţilor;

Q_{sc}- pierderea de căldură prin emisari;

Q_{cd}- căldura rezultată prin condensarea vaporilor;

Q_{pr}- căldura primită prin intermediul precipitaţiilor recepţionate de suprafaţa lacului;

Q_{gh}- căldura pierdută în procesul de formare a podului de gheaţă sau prin topirea sloiurilor de gheaţă ajunse în lac;

Q_{bio}- căldura degajată sau consumată în procesele biologice şi biochimice;

Q_{mec}- căldura rezultată prin transformarea energiei mecanice în energie termică.

Din seria componentelor incluse în ecuaţie, ponderea cea mai mare o au Q_s, Q_i, Q_a, Q_{ev}, Q_{at} care contribuie la schimbul de căldură dintre apa lacului şi atmosfera.

Receptarea şi cedarea căldurii se face deci în cea mai mare parte prin suprafaţa apei, iar distribuţia în masa de apă prin mişcarea acesteia. Dacă apa ar fi complet nemişcată, încălzirea ei în raport cu cea a aerului s-ar face extrem de greu. Conductivitatea termică moleculară a apei inerte (nemişcate) este mult mai mică decât a unor roci. Astfel, dacă acest coeficient de conductibilitate a apei este de 0,0015, cel al nisipului este de 0,0026, iar a granitului de 0,0097. Într-o apă nemişcată, variaţiile zilnice de temperatură ar fi resimţite doar pe o adâncime de 40 cm, iar cele anuale pe 8 m maximum. Dar cum în natură nu există un volum de apă nemişcat, tot aşa şi aceste limite afectate de variaţiile termice zilnice şi anuale sunt mult depăşite. Aşa de exemplu, variaţiile zilnice de temperatură se resimt în masa

de apă din lacuri până la circa 10 m, iar cele anuale pot afecta întreaga adâncime a lacului, cu excepția celor foarte adânci.

În lacul Tanganyika, din Africa, variațiile termice în timpul unei zile (între orele 6-23) se resimt uneori până la adâncimea de 100 m, iar în Baikal până la 200 m.

Variațiile termice anuale sunt mai mari în zona temperată în raport cu cele din zona polară și tropicală, unde amplitudinile termice anuale nu sunt atât de mari. Sunt însă și cazuri când vântul împinge limita variației termice zilnice mult mai adânc în lacuri.

Propagarea căldurii primită din aer în adâncul lacurilor se face în principal pe două căi și anume: convectiv, adică prin deplasarea pe verticală a particulelor de apă datorită diferenței de densitate și turbulent, prin amestecul apelor provocat de un factor dinamic.

Propagarea căldurii primită din aer în adâncul lacurilor se face în principal pe două căi și anume: convectiv, adică prin deplasarea pe verticală a particulelor de apă datorită diferenței de densitate și turbulent, prin amestecul apelor provocat de un factor dinamic.

Pentru exemplificarea fenomenului de convecție termică într-un lac, să presupunem că după dispariția podului de gheață, temperatura apei la fund este de + 3°C, iar la suprafață se ajunge în scurt timp la + 4°C. Se știe că apa la + 4°C are densitatea cea mai mare de 1 și deci este mai grea decât cea de la fund. În aceste condiții are loc o deplasare de ape grele de la suprafață spre fund și o ascensiune a celor ușoare, dar cu temperatură mai mică, spre suprafață. Ajunse la suprafață, apele cu temperatură de + 3°C se vor încălzi treptat depășind + 4°C, realizându-se astfel o densitate mai mică de 1, ceea ce face ca schimbul convectiv de ape să se limiteze treptat.

Cel de al doilea mijloc de propagare a căldurii în apa lacurilor este prin vânt. Intensitatea vântului provoacă în funcție de suprafața lacului și configurația cuvetei lacustre, amestecul apelor de la suprafață, care sunt mai calde și deci mai ușoare, cu cele de la fund, mai grele. Acest mod de transport al căldurii este numit impus. La aceste două mari direcții de transfer a căldurii, se mai adaugă alte căi, cum ar fi curenții orizontali și verticali, provocați de afluxul de ape superficiale sau subterane.

5.9.2. Tipuri de structuri termice

Structura termică a lacurilor este foarte diferită, în funcție de zonele climatice în care se găsesc, de configurația depresiunii lacustre, de aportul apelor de suprafață (prin râuri și izvoare), de mineralizația totală a apelor etc. Dintre toate cauzele menționate, climatul este factorul determinant în zonarea tipurilor termice de lacuri atât pe latitudine, cât și pe altitudine. Pe fondul acesta general al zonelor termo-limnologice se întâlnesc anomalii determinate de cauze cu totul azonale, cum ar fi de exemplu apariția unui izvor termal, compoziția chimică deosebită a apei etc.

Toate aceste cauze determină numeroase moduri de distribuție pe verticală și chiar pe orizontală a temperaturii apei.

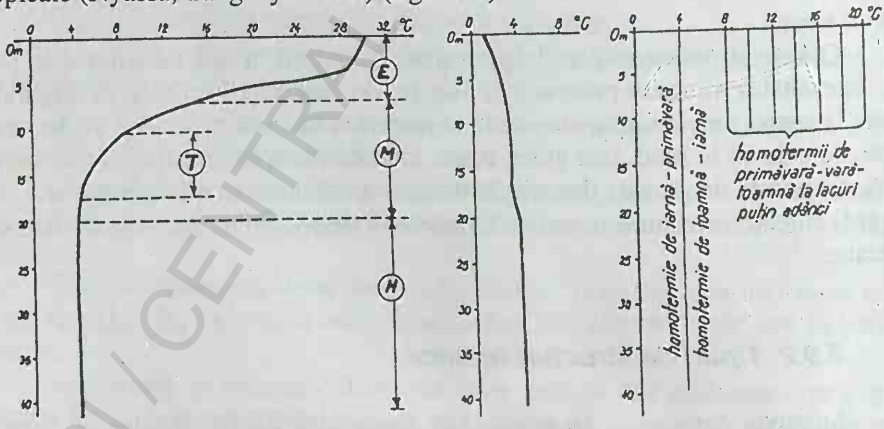
Au devenit clasice în această direcție trei tipuri de structuri termice pe verticală (directă, indirectă, uniformă).

STRATIFICAȚIA TERMICĂ DIRECTĂ

Cea mai răspândită structură este stratificația termică directă, care presupune temperaturi mai ridicate la suprafață și mai scăzute la fund și care se întâlnește la lacurile din zona temperată (în perioada de vară), tropicală și ecuatorială (în tot timpul anului).

Distribuția temperaturii pe verticală în cadrul stratificației termice directe nu se face uniform o dată cu creșterea adâncimii. Astfel, la suprafață, pe un strat de apă care variază de la 1 m până la 10 m, temperatura este mai ridicată și variază în funcție de temperatura aerului. Acest strat se numește epilimnion, adică de suprafață. Există și cazuri când unele lacuri puțin adânci (până la 15-20 m), prezintă numai acest orizont termic, deoarece variațiile zilnice ale temperaturii apei se resimt pe toată adâncimea. În această categorie intră majoritatea lacurilor din țara noastră.

Sub epilimnion există un strat de apă în care temperatura scade brusc, uneori cu 8° -10° C pe 1 m, numit strat de salt termic, cuprins într-o zonă ceva mai largă, de tranziție, numită metalimnion. Mai spre fund, de obicei, la lacurile adânci, temperatura scade foarte lent, nefiind influențată de variațiile zilnice, ci doar de cele anuale sau în cazul lacurilor foarte adânci, nici de acestea. Acest orizont, care cuprinde 2/3 din adâncimea lacului, se numește hipolimnion. Valoarea termică a hipolimnionului variază de la 4°-5° C, în cazul lacurilor polare sau temperat-continentale (Baikal, Léman, Van, Sclavilor etc.), până la 22° -24° C pentru lacurile tropicale (Nyassa, Tanganyika etc.) (fig. 5.47).



Stratificația termică directă (de vară) cu evidențierea stratelor: E - epilimnion; M - metalimnion; H - hipolimnion; T - termoclin.

Stratificația termică indirectă (de iarnă)

Faze de homotermii

Fig. 5.47. Tipuri de stratificație termică

Epilimnionul, metalimnionul și hipolimnionul se caracterizează, fiecare în parte, prin trăsături termice, chimice și biologice diferite. Astfel epilimnionul primelte oxigen direct din aer, iar cantitatea mare de lumină care pătrunde

favorizează procesul de fotositeză şi deci dezvoltarea intensă a vieţuitoarelor (orinzontul eufotic). Metalimnionul cu saltul termic şi deci gradienţi mari în densitatea apei, împiedică pătrunderea oxigenului către hipolimnion, din care cauză în acest ultim orizont se acumulează cantităţi importante de gaze nocive, ca hidrogenul sulfurat (H_2S), care împiedică dezvoltarea organismelor, rămânând domeniul bacteriilor anaerobe (orizontul afotic, exemplu lacul Tanganyika).

STRATIFICAŢIA TERMICĂ INDIRECTĂ

Stratificaţia termică indirectă se caracterizează prin temperaturi mai scăzute, începând de la 0°C în cazul contactului cu gheaţa sau cu 0°C la lacurile puternic sărate, la suprafaţă şi mai ridicate (+4°C şi mai mult) către fundul lacului. Trecerile de la temperaturile mai scăzute la altele mai ridicate o dată cu creşterea adâncimii, în cele mai frecvente cazuri, se face gradat, fără discontinuităţi. Aceste situaţii de stratificaţie inversă se găsesc uneori şi la temperaturi mai ridicate, ca urmare a unor schimbări brute în temperatura aerului, 12°C la suprafaţă şi 14°-15° C sau chiar mai mult la fund, dar numai în cazul lacurilor puţin adânci.

STRUCTURĂ TERMICĂ UNIFORMĂ (HOMOTERMIE)

Între cele două structuri termice menţionate se întâlneşte şi una intermediară, în care temperatura are ca aceleaşi valori pe toată verticala, numită faza de homotermie. Aceasta apare primăvara şi toamna, în cazul lacurilor temperate, când are loc schimbarea stratificaţiei termice directe în indirectă şi invers şi care este reprezentată prin valori de aproximativ + 4° C. Dar sunt cazuri când faza de homotermie apare şi în timpul verii, la temperaturi mai ridicate (10°-15° C), la lacurile puţin adânci şi ca urmare a amestecului intens produs de vânt (frecvent în ţara noastră la lacurile cu adâncimi până la 10 m).

Lacul Glubokoe din Federaţia Rusă poate fi dat ca exemplu de realizare a homotermiei de toamnă în jurul temperaturii de 6°C. Dintr-o stratificaţie directă, răcirea aerului provoacă micşorarea temperaturii epilimnionului, coborârea stratului de salt termic şi ridicarea temperaturii în hipolimnion până la egalizarea întregului profil.

STRUCTURI TERMICE SPECIALE

În afara celor trei structuri termice principale, se mai întâlnesc două situaţii care pot fi numite speciale şi anume:

- prima, când în stratificaţia directă se realizează în metalimnion un strat (orizont) cu grosimi de 2- 3 m în care temperatura este mai ridicată cu 10- 20° C decât în orizontul de la suprafaţă şi în cel imediat inferior; această stare termică se numeşte mezotermică (mezotermie) şi caracterizează lacurile helioterme (fig. 5.48.).

- a doua, când în stratificaţia directă se realizează, tot în metalimnion, un strat (orizont) de asemenea subţire (2-3 m), cu temperaturi mai mici faţă de orizonturile limitrofe, această stare termică numindu-se dichotermică (dichotermie).

BOTANICAL CENTRE LIBRARY

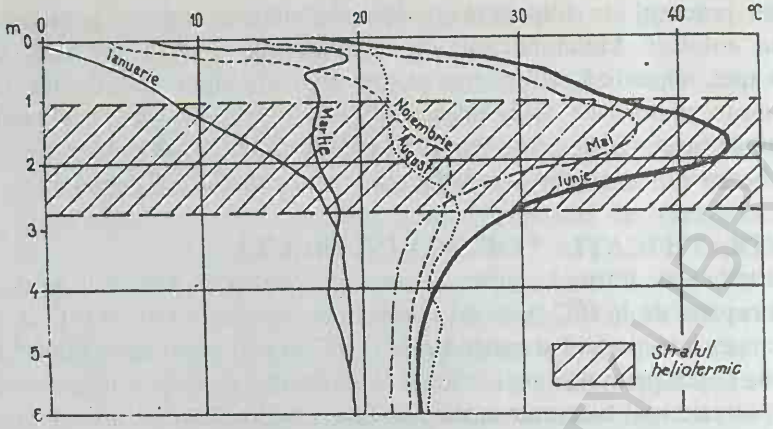


Fig. 5.48. Profile termice la lacul Ursu-Sovata, 1977

Cele trei structuri principale (stratificația directă, indirectă şi homotermia) se întâlnesc fie la toate lacurile din zona temperată şi subpolară în cursul unui an, fie separat, dominând întregul regim termic al unui lac dintr-o anumită zonă geografică.

Lacurile din zona temperată şi într-o oarecare măsură şi cele din zona subpolară prezintă regimul termic cel mai complex, fiind strâns legat cu variațiile climatice, cu prezența a 4 sau 2 anotimpuri distincte.

5.9.3. Clasificarea lacurilor după regimul termic.

Toate clasificările lacurilor sub aspectul regimului termic făcute până în prezent, au plecat de la amestecul când se produce în cursul unui an în masa de apă. Prima clasificare aparține lui Forel (1892) care împarte lacurile în: temperate, în care temperatura apei trece de două ori prin temperatura densității maxime (+ 4°C), deci cu două faze homotermice (primăvara şi toamna), o fază de vară cu stratificație termică directă şi alta de iarnă cu stratificație termică inversă; tropicale, cu temperatura apei totdeauna deasupra limitei de + 4° C, cu o singură perioadă de circulație (iarna) şi deci în marea lor majoritate cu stratificație termică directă; polare, de asemenea, cu o singură circulație (vara), dar cu temperatura totdeauna sub +4°C şi deci în mai multe cazuri o stratificație termică inversă.

A doua clasificare, mai exact o completare a celei făcute de Forel, aparține lui S. Yoshimura (1936), care a introdus pe lângă tipul tropical, temperat şi polar, alte două tipuri, subtropical şi subpolar. Față de aceste două noi tipuri, schema lui Forel nu numai că se îmbogățeşte, dar suferă şi unele modificări. Astfel, după schema lui Yoshimura, lacurile tropicale au temperatura apei la suprafață între 20° -30° C, o amplitudine de variație mică şi un gradient termic mic pe verticală, lacurile subtropicale au temperatura la suprafață peste +4° C, mari variații termice anuale şi chiar zilnice, o circulație în perioada rece, lacurile temperate cunoscute deja, lacurile subpolare cu temperatura apei la suprafață peste +4° C numai o perioadă scurtă de timp, vara, un gradient termic mic şi două perioade de circulație

la începutul verii şi începutul toamnei şi lacurile polare cu temperatura apei întotdeauna sub +4° C, fără pod de gheaţă numai o perioadă scurtă de timp şi o circulaţie restrânsă de vară.

A treia clasificare aparţine lui Hutchinson (1956) şi se bazează pe acelaşi proces de amestec al apelor, dar introduce şi alte denumiri. După Hutchinson se întâlnesc următoarele tipuri: lacuri dimictice cu amestec dublu, care sunt de fapt lacurile temperate din schema lui Forel; monomictice calde, care corespund tipului tropical după Forel şi subtropical după Yoshimura; monomictice reci, adică tipul polar după Forel şi Yoshimura; amictice (fără amestec de apă), unde se includ lacuri amictice calde (din zona tropicală) sau amictice reci, acoperite cu gheaţă permanent (lacurile din Antarctica sau de pe marile înălţimi muntoase); oligomictice, cu amestec slab, situate în zona intertropicală joasă; polimictice, cu amestecuri multiple, situate în zonele intertropicale înalte, unde variaţia termică zilnică influenţează stratul de apă de la suprafaţă (Lacul Victoria, Albert, Tana din Africa, Valencia şi Titicaca din America de Sud); lacuri meromictice, cu amestecuri parţiale ale orizontului superior, la lacurile foarte adânci din zona tropicală (Tanganyika) (fig. 5.49.).

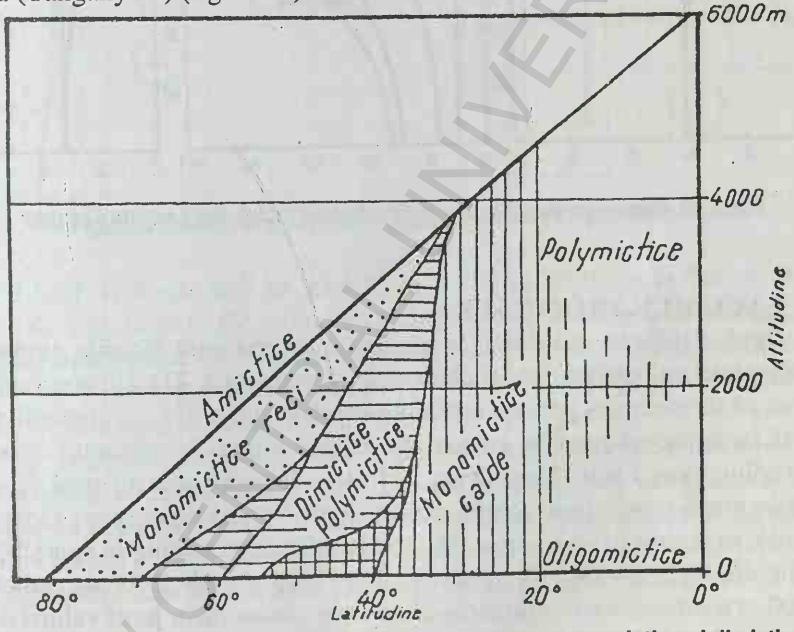


Fig. 5.49. Schema evoluţiei termice anuale a lacurilor monomictice şi dimictice

Aceste tipuri termice de lacuri, indiferent că aparţin clasificării lui Forel, Yoshimura sau Hutchinson, sunt caracteristice anumitor zone climatice şi deci celor geografice. Succesiunea acestor tipuri, de la monomictice calde spre amictice (de la tropicale la cele polare), se face în două direcţii, pe latitudine şi altitudine. Deci se pot întâlni lacuri amictice sau monomictice reci nu numai dincolo de 60°-70° latitudine nordică sau sudică ci şi la o înălţime de 3.000-4.000 m în zona temperată sau la peste 5.000 m în zonele tropicale şi ecuatoriale. O diagramă foarte reprezentativă a fost întocmită în acest sens de către Hutchinson şi Loffler (1956).

După această corelație, lacurile amictice, adică cele acoperite tot timpul cu pod de gheață, se găsesc dincolo de latitudinea de 80° sud sau nord, pe orizontal și la peste 6.000 m înălțime în zona ecuatorială, pe verticală. Desigur că o asemenea legătură grafică este numai orientativă, deoarece condițiile locale climatice pot aduce modificări în această legitate. În orice caz, pentru zona alpină situată la circa 46°-47° latitudine nordică, lacurile amictice se pot găsi la circa 3.000 m înălțime, lucru foarte posibil.

Astfel, lacul Podul Giurgiului, de origine glaciară din Munții Făgăraș, situat la 2.260 m altitudine și la circa 45°30' latitudine nordică, este înghețat circa 9 - 10 luni pe an, iar în unii ani, podul de gheață rămâne tot anul pe o parte a lacului (august 1964) (Fig. 5.50.).

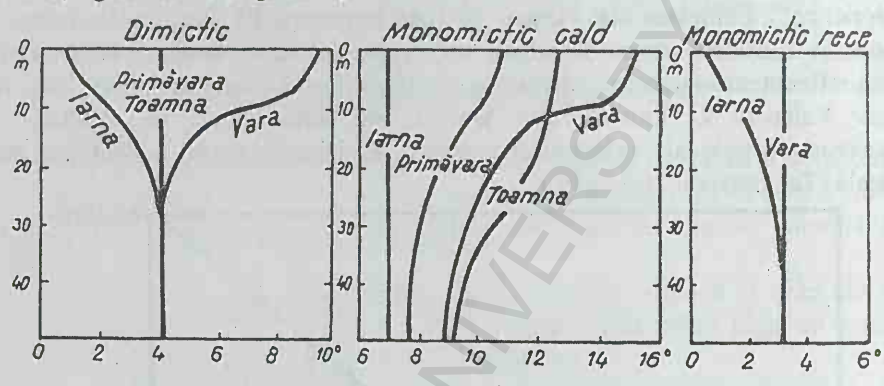


Fig. 5.50. Repartiția pe altitudine a tipurilor de lacuri după regimul termic

LACURILE TROPICALE

După clasificare lui Forel, în această categorie intră lacurile monomictice calde, oligomictice, polimictice și chiar cele meromictice. Trăsătura caracteristică este aceea că temperatura apei nu coboară niciodată sub + 4° C; în general, profilul termic al lacurilor este stabil, cu variații zilnice numai în orizontul superficial, adică în epilimnion. Lacul Tanganyika, cel mai adânc din această zonă (1.435 m), prezintă un profil termic tipic pentru această zonă. Variațiile sezoniere (sezon uscat sau ploios), se resimt până la circa 200-250 m adâncime și ating la suprafață 5°-6° C amplitudine (23,3°-29,5°C), reducându-se treptat sub 200 m, adică între 200-1.400 m temperatura menținându-se aproape constantă în jurul valorii de 23,3° C. Întreaga coloană de apă situată mai jos de 200 m este lipsită de oxigen, dar mai bogată în săruri dizolvate față de suprafață. Acest volum imens de apă devine, în aceste condiții impropriu dezvoltării organismelor (Fig. 5.51.A).

Aproape aceleași valori termice se întâlnesc și la celelalte lacuri africane (Nyassa, Kiwu) și cu aceleași caracteristici privind circulația apei, limitată la orizontul superficial de 200 m. În lacul Victoria, mai puțin adânc (79 m), dar foarte întins în suprafață (68.800 km^2), variațiile zilnice ale temperaturii aerului influențează orizontul de la suprafață pe o grosime de 20 m. Multe lacuri din această zonă aproape că nu prezintă o stratificație termică directă, așa cum s-a observat la marile lacuri africane. Lacul Valencia din Venezuela, situat la 10°10' latitudine nordică nu are practic o stratificație termică, iar variațiile zilnice termice

ale aerului influențează întreaga adâncime de 20 m a lacului. Alt lac, socotit a fi şi unul dintre cele mai frumoase din lume, este lacul Atitlan din Guatemala (14°40' latitudine nordică), la care s-au înregistrat 24° C la suprafață şi 20° C la fund (341 m). Multe exemple în acest sens se pot da din Indonezia, unde majoritatea lacurilor cu suprafețe mai mici de 2 km^2 nu prezintă decât un epilimnion; doar în lacul Toba (unul dintre cele mai mari din această zonă), s-a semnalat un epilimnion între 25-50 m adâncime. Amplitudinea termică pe verticală în lacul Toba a fost de numai 2,5° C, adică 26,4° C la suprafață şi 23,9° C la fund (450 m).

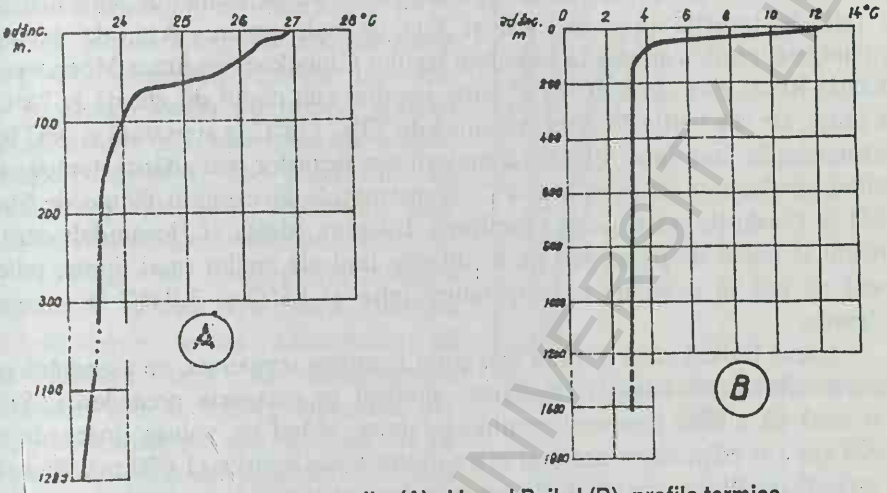


Fig. 5.51. Lacul Tanganyika (A) şi Lacul Baikal (B)- profile termice

Lacul Titicaca, deşi se găseşte la 3.812 m înălțime în Munții Anzi din America de Sud, fiind la 16° latitudine sudică, temperatura apei nu numai că este în tot timpul anului peste + 4° C, deşi variațiile sezoniere nu afectează decât orizontul de 100 - 300 m şi sunt cuprinse între + 12° C şi + 15° C, iar mai jos, până la fund (circa 300 m), temperatura nu coboară sub + 11° C.

În concluzie lacurile tropicale prezintă temperaturi de peste + 10°C pe toată verticala, iar amplitudinea termică, atât pe adâncime cât şi cea zilnică sau sezonieră, nu depăşesc 5° - 6° C, ceea ce conferă o stabilitate dar şi un dezavantaj circulației apei şi deci primenirii şi îmbogățirii cu oxigen. Lacurile puțin adânci din zona deşerturilor sunt supuse unor fluctuații termice foarte mari de la zi la noapte.

LACURILE TEMPERATE

Caracteristica principală a acestor lacuri este trecerea apei de două ori pe an prin temperatura de + 4°C şi deci tot de atâtea ori are loc un amestec total în cazul lacurilor mai puțin adânci, fapt pentru care Hutchinson le-a denumit dimictice. În această zonă se întâlnesc atât lacuri puțin adânci (până la 20 m), care în multe cazuri nu au decât epilimnionul în anotimpul călduros, cât şi lacuri foarte adânci în care circulația apei nu se mai produce de la o anumită adâncime (lacul Baikal, 1.620 m adâncime maximă).

Forel a caracterizat lacurile din această zonă ca lacuri polare în perioada de iarnă, cu stratificare inversă şi tropicale în cea de vară, cu stratificație directă.

BCU "Ovidius" Constanța UNIVERSITY LIBRARY

Ca număr, în această categorie intră cele mai multe lacuri. De fapt trebuie menționat că lacurile temperate depășesc spre nord limita zonei climatice temperate și aceasta în deosebi la lacurile mai mari și mai adânci. Majoritatea lacurilor situate în depresiunile de natură glaciară din raza de acțiune a ghețarilor de calotă (cele din Europa și America de Nord) fac parte din această categorie.

Un fapt care trebuie subliniat este acela că la lacurile temperate se pun în evidență cel mai bine orizonturile termice, epilimnion, metalimnion și hipolimnion, cu diferențieri clare în temperatură. Aceste profile termice pot fi observate la majoritatea lacurilor, zilnice de la suprafață sau cele pe adâncime sunt mai mari atât față de lacurile tropicale, cât și față de cele polare. Așa, de exemplu, amplitudinea termică anuală la suprafața lacului Glubokoe (regiunea Moscovei din Federația Rusă) este de 28°C (0°C iarna imediat sub podul de gheață și 28°C în luna iulie), iar cea verticală ceva mai mică de 23°C (28°C la suprafață și 5°C la 30 m adâncime, în luna iulie 1946). La majoritatea lacurilor mai adânci, temperatura hipolimnionului este în jurul a + 4°C. Numeroasele investigații făcute de Strøm (1945) în fiordurile norvegiene (Tyrifjørd, Eikeren, Møjsa si Hornindalsvatn) cu adâncimi la unele de peste 400 m, în diferite luni ale anului (mai, iunie, iulie și august) au pus în evidență o temperatură între + 3,5°C și 3,94°C în orizontul hipolimnic.

Lacul Baikal, deși intră în categoria lacurilor temperate, se aseamănă prin structura termică cu lacul Tanganyika, analizat în categoria precedentă. Situat într-o zonă cu climat temperat continental rece, având un volum imens de apă (23.000 km^3) și adâncimea cea mai mare dintre toate lacurile (1.620 m), Baikalul, deși reflectă condițiile climatice ale zonei în care se află, prin regimul său termic și rezerva de căldură revenită pe unitatea de suprafață, influențează la rândul lui temperatura aerului, precipitațiile și fenomenele de îngheț, generând astfel un topoclimat aparte.

Temperatura maximă a apei la suprafață, care se înregistrează vara în lunile iulie - august, variază de la 19,1° C în delta râului Selenga, la 14,5° C în unele porțiuni deschise ale lacului. Temperatura medie a anului la suprafață în luna iulie este de 9°C și scade odată cu adâncimea, ajungând la 3,6° C și 3,8° C la 200-300 m, până unde se resimt variațiile sezoniere. De la această limită în jos, temperatura apei rămâne constantă în timp, dar cu valori sensibil modificate spre fund, adică 3,38°C și 3,4°C la 800 m, 3,34°C și 3,38°C la 1.200 m, 3,16°C și 3,19°C la 1.600 m (Fig. 5.51.B).

Deși circulația apei încetează la limita de 200 - 300 m adâncime, totuși orizonturile inferioare sunt bine oxigenate (9,12 mg/l oxigen la 1.698 m), prin termoconvecție. De altfel, oxigenarea orizonturilor inferioare din lacurile temperate este altă trăsătură principală a acestui tip termic.

Unele lacuri din Europa Centrală (Léman, Neuchatel, Joux), prezintă caracteristici termice care le situează în categoria celor tropicale sau temperate, numai datorită volumului și adâncimii mari sau mai mici. De exemplu, în lacurile Léman (303 m) și Neuchatel (154 m) rareori temperatura de la suprafață coboară sub + 4°C și, bineînțeles, și cea de la fund. În lacul Joux, situat în aceeași regiune a Munților Jura, cu adâncime de 31 33 m, temperatura apei la suprafață coboară sub + 4oC, iar cea de la fund înregistrează o amplitudine de variație de 9°C, față de cea din Neuchatel de 0,8°C și 1,4°C (Fig. 5.52.).

De fapt, se poate spune că această delimitare strictă (raportată la temperatura de + 4°C înregistrată la suprafață), pe baza căreia lacul poate fi inclus în categoria celor tropicale sau temperate, nu este suficient de edificatoare.

Mai mult, dacă în lacul Léman se înregistrează în zona centrală temperaturi în timpul iernii ce nu coboară sub + 4°C - + 5°C, în părțile marginale acestea ajung până la 0°C, când apa îngheață. Iată deci căci în același bazin pot exista potrivit clasificării lui Forel, ape tropicale (calde) în zona pelagică și ape polare în cea litorală, despărțite prin fenomenul fizic numit bară termică, cu valori de + 4°C.

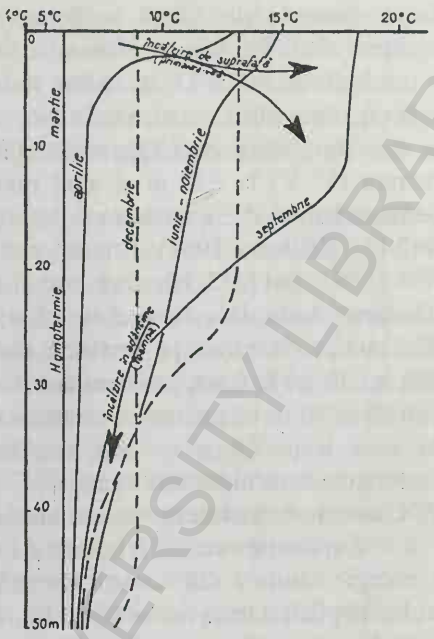


Fig. 5.52. Lacul Leman- profile termice, 1968

Forel, în monografia asupra Lémanului, descrie frecvența acestui fenomen termic în lac. Considerăm că lacul Léman, deși nu înregistrează temperaturi sub + 4oC la suprafață, dar ajunge în această situație de două ori pe an, începând chiar din noiembrie și până în martie, nu poate fi inclus în aceeași categorie cu lacul Nyasa sau Tanganyika, adică a lacurilor tropicale. Acest lac poate fi inclus foarte bine în grupa celor temperate, în care intră și cele situate mai la nord (Sclavilor, Onega, Ladoga, Vänern etc.), care deși au, numai o perioadă scurtă din an temperaturi ceva mai ridicate de + 4°C, totuși masa de apă trece de două ori prin acest prag termic.

LACURILE POLARE (MONOMICTICE RECI)

Acestea se caracterizează prin temperaturi ce nu depășesc + 4°C în timpul verii, o așa zisă fază homotermică când se produce și amestecul de ape și o stratificație inversă cu pod de gheață o perioadă lungă de timp. Dacă lacurile mai sus citate înregistrează în perioada fără pod de gheață temperaturi ce ajung până la 15°-17°C, atunci când sunt acoperite cu gheață (9-10 luni din an), sub podul de gheață prezintă o stratificație inversă. Lacurile cu regim termic polar se întâlnesc în partea nordică a Canadei, insula Baffin, în Groenlanda, nordul peninsulei Scandinavei (Inari - Imandra), în Siberia nordică, lacul Taimâr, în zonele muntoase înalte din Alpi și Podișul Tibet, Ororotse, situat la 5.297 m, cu gheață și în iulie. În Alpi, câteva lacuri care sunt în contact cu ghețarul ce le barează sau chiar cele de pe ghețari, situate la peste 2.500 m, au totdeauna temperaturi sub + 4°C. A. Troll (1913) semnalează în Groenlanda, cu ocazia unei expediții, lacul Anneks, situat la 40 m înălțime și la 77° latitudine nordică, care are o temperatură de + 1,98°C sub podul de gheață. Din păcate, lacurile cu un regim termic polar sunt foarte puțin studiate.

Tot în categoria lacurilor polare, dar cu unele particularități cu totul deosebite, intră lacurile cu pod de gheață tot timpul anului (amictice). Se cunosc

câteva exemple de lacuri acoperite permanent de gheață în Antarctica şi se presupun altele în Anzi şi Himalaya. În Antarctica, în vecinătatea Capului Royds, pe insula Ross, la 77°31' latitudine sudică, este cunoscut lacul Albastru, permanent înghețat, din a cărui adâncime de 8 m, stratul de gheață ocupă 6,4 m. Cel mai adânc lac din Antarctica este Figurnoie (101°E), de 120 m, iar cele mai înalte sunt Obersee (5° V) la 820 m şi altul mai mic la 895 m, situat la poalele muntelui Ziemmerman (13° E), amândouă descoperite pe fotogramele aeriene de Ritscher în 1942 (A. Cailleux, 1967). Dar cel mai curios lac din toată Antarctica este Vanda (77° 32' S, 161° 32' E), care este şi cel mai mare, de 7,2 km lungime şi 70 m adâncime. Acest lac, cu pod de gheață permanent de 3 m grosime, prezintă un interesant profil termic pe verticală. Odată cu creşterea salinității apei (care ajunge până la 118 g/l la fund, predominând Ca^{++} şi Cl^{-}), creşte şi temperatura (care atinge + 26°C la 70 m adâncime). Această valoare nu s-a întâlnit la nici un lac obişnuit din zona tropicală şi cu atât mai mult parte anormal într-o regiune în care temperatura aerului rareori atinge 0° C, iar iarna coboară sub - 40° C, mai precis cu 47° C mai mult decât temperatura medie anuală a aerului.

Explicația acestui fenomen a fost dată în două moduri: (a) printr-un aflux de energie calorică din scoarța terestră care, datorită salinității mari din zona de fund şi implicit a unei densități de 1,2, împiedică amestecul de ape sau (b) printr-o acumulare treptată a energiei calorice solare ce pătrunde prin gheața extrem de transparentă care se comportă ca un ecran ireversibil. Indiferent din care direcție acumulează lacul Vanda această energie calorică, un lucru este evident şi anume că stratificația (mai mare la partea inferioară) şi persistența podului de gheață, împiedică agitația apei şi conservă temperatura ridicată de la fundul cuvetei lacustre.

TERMICA LACURILOR SĂRATE

Structurile termice prezentate mai sus şi care s-au referit îndeosebi la lacurile cu apă dulce sau salmastră, sunt total diferite față de cele ale lacurilor sărate. Particularitățile termice ale lacurilor sărate sunt generate de densitatea diferită a apelor şi de temperatura de îngheț diferită în funcție de mineralizare. În lacurile sărate (care în general au concentrații în săruri peste 50 g/l, atingând în multe cazuri chiar 250-260 g/l, aproape de saturație), temperatura poate fi chiar 20° - 25°C sub 0°C şi apa să nu înghețe. Datorită aceluiaşi fenomen de concentrație ridicată (înmagazinarea căldurii în apă şi cedarea ei făcându-se mai lent decât în apa dulce), se poate ajunge la temperaturi de + 40°C sau chiar + 60°C. Față de aceste posibilități extreme ale temperaturii apelor puternic salinizate, amplitudinea termică anuală atinge valori de 80°C. Evident că aceste particularități termice deosebite se întâlnesc la lacurile cu adâncimea de cel puțin 10 m, unde acțiunea vântului nu poate deranja mecanic stratificația concentrației pe verticală şi deci şi a temperaturii apei. Aşa de exemplu, multe lacuri se sărăturează prin concentrarea treptată a sărurilor în cuvetă, ca urmare a proceselor de evaporație din lac, cum este cazul lacurilor sărate din zonele aride, deşertic - tropicale. Altele, care au fost altădată golfuri marine, primesc şi astăzi un aport din mări, în timpul fluxului (lacul Ogac din insula Baffin, Canada, Moghilnîi de pe insula Kildine din apropierea peninsulei Kola), conservă salinitatea apei, uneori numai la fund. Numeroase lacuri se situează direct pe masive de sare ca urmare a proceselor naturale (lacul Ursu,

Sovata) sau ocupă vechi exploatări salifere (lacul Razval, Kazahstan, numeroasele lacuri din țara noastră). Mai sunt cazuri când mineralizația ridicată dintr-un lac se datorează unor izvoare minerale care apar direct în lac (lacul Ritom din Alpi).

În funcție de temperatura apelor puternic sărate de la fund (valori pozitive sau negative), în unele lacuri se poate menține tot timpul anului, fie stratificația directă, fie cea inversă.

Unul dintre cele mai tipice exemple îl prezintă lacul Razval din platoul Ileț, situat în nord-estul Mării Caspice. Cu o suprafață de 7 ha și o adâncime de 21 m, lacul Razval s-a format în anul 1906 prin adunarea apei de suprafață din pârâul Pesceanaia într-o mină de sare. Datorită salinității ridicate, apa lacului a înregistrat temperatura record de -21,5°C în timpul iernii fără să înghețe, iar vara + 38°C. Variațiile anuale ale temperaturii ajung doar până la maximum 3 m adâncime. Sub această limită temperatura rămâne tot anul constantă pe întreaga verticală, dar ceea ce este mai interesant este faptul că ea are valori negative și vara și iarna.

Astfel, în lacul Razval, situat la aproximativ 5° latitudine nordică, găsim la o adâncime de numai 10 m în luna iulie august, când temperatura aerului este de + 30° - + 35°C, nu mai puțin de -5,5°C (în vara anului 1913, temperatura aerului + 34°C, temperatura apei la suprafață + 36°C, iar la 10 m, - 5°C).

În același timp în lacul Vanda din Antarctica, în plină zonă arctică, cu temperaturi ale aerului de -40°C, la fundul lacului (70 m) se înregistrau +26°C. Evident că zonalitatea climatică, în aceste două exemple, nu-și mai lasă amprenta.

În cazul lacului Razval, menținerea unor asemenea temperaturi scăzute începând cu adâncimea de 10 m se datorează densității mari a apei care crește o dată cu adâncimea, ca urmare a creșterii concentrației în săruri pe măsura apropierii de masivul de sare, fapt ce împiedică lipsa totală a unui schimb convectiv de energie calorică cu suprafața și cu aerul. Dar numai la o distanță de 150-200 m mai la sud de lacul Razval, se găsește un alt lac, mult mai mic în suprafață, Tuzlucinîi, circa 2 ha și cu o adâncime de numai 0,50 - 0,89 m. Particularitățile termice ale acestui lac mic sunt cu totul diferite. Același autor, A.I. Dzens Litovskii (1966) citează valori ale temperaturii deosebit de ridicate și cu diferențe mari între cele trei orizonturi, adică + 25° - +30°C în apa de la suprafață, mai puțin sărată, +60°C - + 65°C în stratul de apă sărat și + 67°C - + 72°C în mâlul de pe fundul lacului. Cazuri asemănătoare sunt citate și în Crimeea, în stepa Kulunda și în deșertul Kara-Kum (Turkmenistan). Așa de exemplu, în lacul Sultan Sadjer din Kara-Kum, în iulie 1953 s-au înregistrat + 40°C în orizontul de apă dulce, superficial, gros de 5-7 cm, + 65°C în cel sărat și +75°C în mâlul gros de 35 cm. Amplitudinile termice atât de mari sunt estompate în cursul iernii datorită adâncimii mici a lacului și deci posibilitatea unui brasaj total al apelor.

Foarte interesante structuri termice sunt întâlnite în lacurile sărate din România, mai ales în cele situate pe masive de sare, denumite și lacuri helioterme, datorită faptului că temperatura ridicată înregistrată aici se datorează exclusiv energiei calorice primite de la soare.

Fenomenul de heliotermie se caracterizează prin realizarea unui strat de 1-2 m grosime, de la 1,5-3 m adâncime, valori termice mai ridicate decât în orizontul de deasupra, deci o structură mezotermică. Heliotermia se realizează în România la lacurile situate pe masivele de sare, cu adâncimi mari și salinitatea ridicată, iar la suprafață o peliculă de apă salmastră sau chiar dulce provenită din

scurgerea de suprafață. Investigațiile făcute în lacul Ursu, Sovata de către Kaleczinscki încă din luna iulie 1901, a măsurat +26°C la suprafață, în orizontul cu apă mai puțin sărată (60- 70 g/l), iar la 3 m adâncime, unde salinitatea era deja 170 - 200 g/l, o temperatură de +26°C. Datele sunt destul de neomogene, deoarece Riglera cu un an mai târziu (1902) menționează tot în lacul Ursu + 61°C cam la aceeași adâncime.

Modificări deosebit de importante în profilul termic pe verticală a unor lacuri le produce și existența unor izvoare puternic salinizate în interiorul cuvetei lacustre. Lacul Ritom, din Elveția, este unul din exemplele cele mai cunoscute, datorită numeroaselor sondaje termice efectuate de Bourcart (1904), Collet, Mellet și Ghezzi (1914). Adâncimea maximă a lacului a fost de 45 m înainte de construirea uzinei hidroelectrice (1918). Pătura de apă de la suprafață până la 20 m adâncime înregistrează variații termice sezoniere, dar de la această adâncime în jos, temperatura este invariabilă la 6,6° C în toate anotimpurile anului. În timp ce în această pătură de fund temperatura este constantă chiar în timpul verii, în orizontul de deasupra, în imediata apropiere, poate să fie chiar și 5,1° C (la 11 iulie în 1904), iar la suprafața lacului 13°C (la aceeași dată). În această situație apare dichotermia caracterizată printr-un strat de apă intermediar, cu temperatura mai scăzută față de temperatura de la suprafață și de la fund. Temperatura scăzută din orizontul intermediar (10-12 m adâncime în cazul lacului Ritom), se datorează conservării valorilor termice în timpul iernii, iar constanța temperaturii în orizontul de fund se explică prin densitatea mai mare ca urmare a unei mineralizații ridicate, care nu permite amestecul apelor.

Cazuri similare sunt cunoscute în Europa prin lacul Girotto (citat de Delebeque, 1898) și Ulmener Maar (după Thienemann, 1913), în Japonia prin lacurile din Sinmiyo, Miyake din insula Riu-Kiu, studiate în special de Yoshimura (1936). Profilul termic pe verticală al lacului Sinmiyo (adânc de circa 30 m), este destul de edificator și tipic dichotermic, adică cu 25°C la suprafață, 14,1°C la 11 m și 26,8°C la fund. În același timp mineralizarea crește progresiv cu adâncimea.

Cea mai ridicată temperatură înregistrată până acum într-un lac, a fost în lacul Kawah-Idjen, situat într-un crater de explozie laterală (tip calderă), la 2.120 m altitudine, în insula Djawa (Indonezia). În acest lac lung de 900 m, lat de 520 m și având adâncimea de 250 m, temperatura la suprafață variază între 20°C și 40°C, în funcție de temperatura aerului, iar la fund se ajunge la 96°C. Van Bemmelen care a făcut măsurătorile în 1920, arată că sonda de care s-a servit a fost atacată de apa puternic acidă (sulfați de fier și aluminiu) și că aceste săruri ar proveni din emanațiile solfatariene sublacustre postvulcanice.

5.9.4. Procesul de îngheț si dezgheț pe lacuri

Acest proces are loc în apele lacurilor odată cu scăderea temperaturii, respectiv atingerea pragului termic de 0°C. În funcție de gradul de mineralizare și rezerva de căldură înmagazinată, pragul de îngheț poate să fie și sub 0°C. În adâncime, acest prag este în funcție și de creșterea presiunii, care îl modifică cu 0,0075°C pentru o atmosferă (adică la fiecare 10 m).

În raport cu condițiile subliniate, scăderea temperaturii apei de la t_1 la t_2 se face potrivit relației:

$$H_m (t_2 - t_1) = BT, \quad (5.27)$$

unde:

H_m -este adâncimea medie a lacului;

B-cedarea căldurii din apă;

T-durata perioadei de răcire.

Prin suprarăcirea apei, se formează în orizontul de la suprafață o primă pojghiță de gheață constituită din cristale, pojghiță care, prin continuarea procesului de răcire, se consolidează și apare podul de gheață.

Formarea podului de gheață depinde, după cum s-a mai subliniat, de rezerva de căldură din lac și de intensitatea cedării căldurii care este legată de vânt și de starea termică a atmosferei.

În cazul lacurilor cu apă dulce la care temperatura de îngheț este 0°C și deci $t_2 = 0$, durata perioadei de răcire se poate calcula conform relației:

$$T = Hm \ . \ t_1 / B. \quad (5.28)$$

Pentru calcularea datei instalării pe lac a podului de gheață, se poate utiliza suma temperaturilor negative medii zilnice ale aerului în perioada premergătoare acestui proces, din momentul trecerii temperaturii aerului sub 0°C (fig. 5.44).

Deci, în funcție de dimensiunea lacului (respectiv volumul de apă, adâncime), formarea gheții se poate produce în 24 ore la lacurile mici, în 2-3 zile pe lacurile mijlocii și 15-20 de zile pe cele mari.

Pe lacul Baikal, datorită rezervei mari de căldură înmagazinată, proporțional cu volumul de apă, podul de gheață se formează la începutul lunii ianuarie, deși temperatura aerului coboară sub 0°C în noiembrie și chiar mai devreme.

În schimb, persistența podului de gheață se prelungește mult după încălzirea aerului, până în luna mai.

Pe unele lacuri, de asemenea mari, podul de gheață nu acoperă în fiecare an întreaga suprafață, așa cum se întâmplă pe lacul Sevan din Armenia, unde podul de gheață compact se realizează odată la 10 ani.

În funcție de starea timpului, în procesul de îngheț, în lac se poate reține sau nu, o rezervă de căldură mai mare. Astfel, dacă înghețul se produce pe o stare de timp agitată, rezerva de căldură se pierde înainte de formarea podului de gheață și invers când aceasta se realizează pe un timp calm.

După modul de formare a gheții se deosebesc: gheață din apă, transparentă, cu structură cristalină și incluziuni de gaze sub formă de bule; gheață din apă și zăpadă, albicioasă, netransparentă, care se formează direct din zăpada căzută în apă sau pe podul de gheață cristalin; gheață de zăpadă ce se formează prin topirea și înghețarea ulterioară a zăpezii de deasupra gheții cristaline.

Creșterea grosimii podului de gheață depinde de diferența dintre fluxul de căldură care vine dinspre apă la partea inferioară a acestuia și temperatura negativă a aerului. În situația când deasupra podului de gheață se găsește un strat de zăpadă, acesta are rol termoizolator și încetinește creșterea grosimii, datorită conductivilității termice foarte reduse a acestuia (0,00015- 0,00027).

Grosimea podului de gheață se poate determina indirect conform relației:

BUCUREȘTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$H_{gh} = (-\Sigma\, t^{o})0{,}65 \qquad (5.29.)$$

unde $\Sigma\, t^{o}$ este suma temperaturilor negative a aerului.

Dezghețarea lacurilor are loc sub influența fluxului de căldură din aer, acțiunii mecanice a vântului și variației nivelului de apă. Cantitatea de energie termică necesară topirii stratului de gheață este în funcție de tipul de gheață și de grosimea acestuia. În procesul de dezgheț se apreciază că acesta se produce în proporție de 2/3 de sus în jos față de 1/3 de jos în sus a podului de gheață.

Pe lacurile sărate, procesul de îngheț este în funcție de mineralizare și compoziția chimică a apei. Cu cât crește salinitatea, cu atât scade temperatura de îngheț (tabel 5.1.).

Tabelul 5.1. Temperatura de îngheț în funcție de salinitate

Salinitatea ‰	0	5	10	15	20	24,7	30	35
Temperatura de îngheț °C	0,0	-0,3	-0,5	-0,8	-1,1	-1,33	-1,6	-1,9
Temperatura densității	4.0	2,9	1,9	0,8	0,3	-1,33	-2,5	-3,5

Lacurile cu tipuri hidrochimice bicarbonat calcice $(CaHCO_3)_2$ au temperatura de îngheț mai ridicată în comparație cu cel clorurat sau sulfatat, la același grad de mineralizare, datorită gradului diferit de disociere în soluție.

Procesul de îngheț, formarea podului de gheață, grosimea și durata acestuia depind de condițiile climatice în care se găsește lacul, raportată la latitudine (zona polară, subpolară, temperată, tropicală) și la altitudine (câmpie, podiș, munte). Astfel, podul de gheață și grosimea sa este mult mai mare pe lacurile subpolare canadiene (Sclavilor, Urșilor) în comparație cu cele din zona temperată (Balaton, Neuesiedler, Snagov, Căldărușani) sau a celor de la altitudine mică (0 - 200 m), cum sunt cele din Câmpia Română și cele din zona alpină la 2.000 m (Bâlea, Bucura, Zănoaga etc.).

În zonele polare sau cele de la altitudini de 4.000-5.000 m, lacurile sunt acoperite tot timpul anului cu pod de gheață (lacul Ororotse în Himalaia, la peste 5.000 m altitudine, lacul Vanda din Antarctica.

5.10. COMPOZIȚIA CHIMICĂ A APEI LACURILOR

Sub aspectul concentrației chimice, lacurile prezintă o gamă extrem de variată, plecând de la apele cu mineralizare foarte mică (circa 10 mg/l care le apropie de apa distilată) și până la sărăturile situate pe masivele salifere, unde salinitatea depășește 300 g/l. Mineralizarea apei din râuri nu depășește 8-9 g/l (acestea numai în cazul râurilor care spală regiunile salifere), iar a oceanelor și mărilor (cele legate între ele alcătuind Oceanul Planetar), prezintă variații foarte mici în jurul valorii medii de 35 g/l.

Lacurile cu dimensiunile lor mai mici, prezintă o variație de volum mare, iar condițiile naturale lasă o amprentă mult mai accentuată în mineralizarea apei. Variațiile mari de salinitate se întâlnesc atât în cazul aceluiași lac în cursul unui an

sau într-o perioadă multianuală, cât şi în lacuri egale ca volum de apă, dar situate în zone geografice diferite.

Diversitatea mare de tipuri genetice a depresiunilor lacustre imprimă o anumită caracteristică în mineralizarea apei, iar zona climatică şi prin aceasta predominarea anumitor componenţi în ecuaţia bilanţului hidric, determină calitatea şi cantitatea de săruri în lac, raportată pe litru de apă. Astfel, lacurile din zonele ecuatorială, temperată şi subpolară, se caracterizează prin predominarea precipitaţiilor, în partea pozitivă şi a scurgerii, în partea negativă a bilanţului. În aceste condiţii, mineralizarea va fi mică, deoarece apa din ploi este foarte săracă în săruri minerale, iar pierderile pe cale superficială (prin scurgere) contribuie la eliminarea sărurilor din cuveta lacustră. În această situaţie se găsesc şi lacurile din zonele muntoase înalte.

Pentru lacurile din zona tropicală sau mediteraneeană, la aport predomină scurgerea din bazinul hidrografic care antrenează o mare cantitate de săruri, iar la pierderi, evaporaţia de la suprafaţa apei care determină acumularea treptată a acestora în interiorul cuvetei lacustre. În multe cazuri, în lacurile din aceste zone geografice, nu numai că predomină evaporaţia faţă de scurgerea din lac, dar aceasta din urmă lipsind total, lacurile sunt fără scurgere şi seacă frecvent.

Se poate sublinia faptul că unul din factorii principali ai acumulării treptate şi a mărimii concentraţiei de săruri, este timpul în care volumul de apă din lac se primeneşte, adică perioada în care volumul existent se scurge în afară şi îi ia locul altul.

Convenţional se admite că lacurile cu scurgere sunt acelea al căror volum de apă se schimbă în 1-2 ani, cu semi-scurgere în 10-20 ani (lacul Léman la 11,2 ani), cu scurgere seculară în 100-200 ani şi fără scurgere, cele care efectiv s-au scurgere superficială sau subterană. Începând cu lacurile cu scurgere seculară şi continuând cu cele fără scurgere, o dată cu acumularea treptată a sărurilor are loc şi o metamorfozare a acestora, trecând pe rând dintr-o clasă în alta şi de la un lac cu apă dulce la altul cu apă sărată.

5.10.1. Sărurile şi gazele dezvoltate în apa lacurilor

Compoziţia chimică a apei, în general, şi a apei lacurilor, în cazul de faţă, este dată de trei grupe mari de substanţe, şi anume săruri minerale, care sunt luate în calculul salinităţii, gaze dizolvate şi substanţe organice.

Sărurile minerale, cele mai importante atât sub raport calitativ, cât şi cantitativ, se împart în substanţe minerale principale (HCO_3^-, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+) şi substanţe minerale secundare, care sunt de fapt foarte numeroase (majoritatea elementelor din tabloul lui Mendeleev), dar în cantităţi extrem de mici. Unele dintre acestea, ca de exemplu compuşii azotului, fosforului, siliciului şi într-o oarecare măsură şi ai fierului, se mai numesc şi substanţe biogene, deoarece contribuie la desfăşurarea mai lentă sau mai rapidă a proceselor biologice din apă.

Gazele dizolvate, dintre care oxigenul (O_2), dioxidul de carbon (CO_2), hidrogenul sulfurat (H_2S), metanul (CH_4), indiferent dacă ajung în apă din mediul

înconjurător sau din lacul propriu-zis, contribuie la crearea unui mediu propice sau nu pentru dezvoltarea vieţuitoarelor.

Substanţele organice, sub formă de soluţii, coloici (acizi graşi, alcooli, aminoacizi, hidrocarburi şi proteine), suspensii (fito- şi zooplancton viu, mort sau parţial distrus, bacterii şi resturi de vegetaţie şi faună superioară), conduc, împreună cu celelalte, la crearea unui mediu fizico-chimic complex în apa lacului, care poate să-i confere şi un anumit potenţial trofic, după care lacurile s-au împărţit în oligotrofe (sărace în substanţe organice şi săruri), eutrofe (bogate în săruri), mezotrofe şi alte faze intermediare.

5.10.2. Tipurile hidrochimice

Predominarea în compoziţia chimică a apei a uneia sau alteia din sărurile minerale menţionate, determină clasa (tipul) hidrochimic, care la rândul ei reflectă o anumită fază în evoluţia mediului chimic al apei respective. În mod curent, se separă trei clase hidrochimice principale: bicarbonatată sau carbonatată (după predominarea anionului HCO_3^- sau CO_3^{2-}), sulfatată (după ionul SO_4^{2-}) şi clorurată(după anionul Cl^-), iar după cationi, mai multe grupe, corespunzătoare fiecărui cation (grupa calciului, magneziului, natriului).

Ordinea claselor menţionate mai sus, bicarbonatată, sulfatată şi clorurată, indică şi sensul de evoluţie hidrochimică a apelor naturale. Nu trebuie totuşi să absolutizăm acest proces deoarece în condiţii azonale, se pot forma lacuri ce ar aparţine direct clasei apelor clorurate fără să treacă prin bicarbonatate şi sulfatate, atunci când acestea sunt pe masive de sare (Fig. 5.53.).

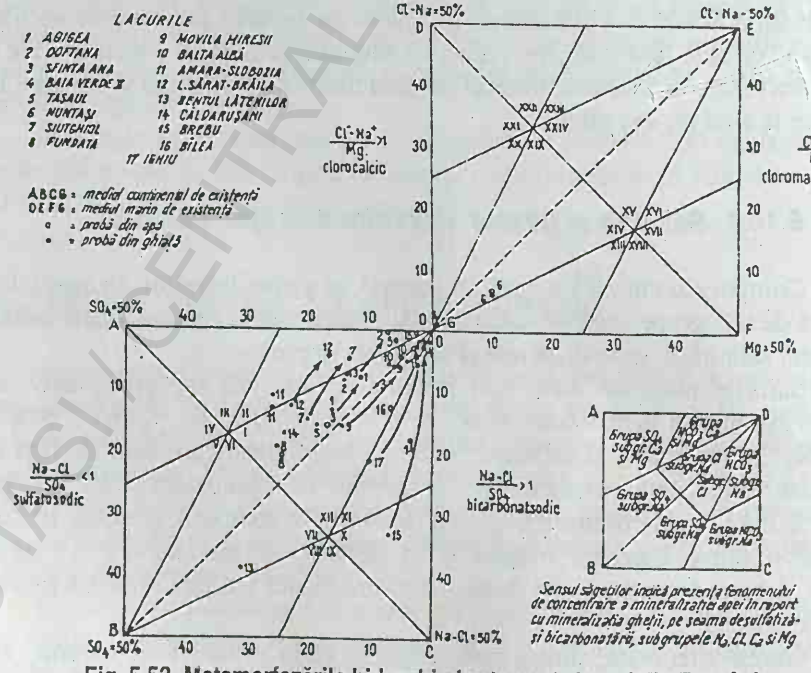


Fig. 5.53. Metamorfozările hidrochimice la unele lacuri din România
(după P. Gâştescu şi B. Driga, 1971)

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

5.10.3. Gradul de mineralizare (concentrația în săruri)

După gradul de mineralizare (însumarea tuturor cantităților de săruri minerale dintr-un litru de apă), lacurile se împart în patru tipuri, lacuri cu apă dulce, care au o mineralizare până la 1 g/l, limita de percepere a gustului sărat, lacuri cu apă salmastră, cu o mineralizare de 1-24,7 g/l, ultima limită fiind coincidența temperaturii densității maxime cu temperatura de îngheț, lacuri sărate, care au de obicei saliniatatea marină, adică 24,7-47 g/l (47 g/l fiind salinitatea Mării Roşii) şi lacuri minerale sau puternic sărate (suprasărate), care au peste 47 g/l.

Cu totul schematic se poate stabili şi o corelație între gradul de mineralizare şi clasa hidrochimică. Astfel, lacurile dulci, în general, fac parte din clasa apelor bicarbonatate şi carbonatate, cele salmastre şi sărate, din clasa sulfatată şi clorurată, iar cele puternic sărate, de obicei din clasa clorurată. Această corelație este rezultatul unor legi ale zonalității geografice latitudinale şi altitudinale cărora li se supun lacurile. În urma sintetizării unor rezultate acumulate din diferite regiuni, G.A. Maximovici (1955) a schițat şi zonele de pe suprafața globului în care predomină anumiți ioni în compoziția chimică a apei din lacuri.

Astfel, în lacurile din zona polară sau mai bine zis cele de pe marginile nordice ale continentelor boreale (Asia, Europa şi America de Nord), cum sunt lacurile Inari şi Imandra din nordul Scandinaviei, lacul Taimîr din peninsula cu acelaşi nume, cele din insulele Baffin, peninsula Labrador, Alaska şi, în general, toate lacurile de pe coastele nordice ale Canadei sau insulele Oceanului Arctic, se caracterizează prin predominarea în compoziția chimică a apei a ionului de siliciu. Toate aceste lacuri sunt situate într-o zonă nordică, unde evaporația apei este extrem de mică, precipitațiile care cad sub formă de zăpadă şi podul de gheață ce acoperă cea mai mare parte a anului suprafața apei, fac ca acumularea sărurilor şi eliminarea lor din cuveta lacustră, prin circuitul scurgerii, să fie foarte reduse. Lacurile din regiunile menționate şi din zonele muntoase înalte au mineralizarea apri foarte scăzută, apropiindu-se de apa distilată. Cele câteva mg/l sunt aproape imperceptibile la gust, iar apele din aceste lacuri nu au parametri necesari potabilității.

Lacurile în a căror compoziție chimică predomină ionul bicarbonic (HCO_3) şi de calciu (Ca^{++}), formând clasa apelor bicarbonatate, calcice, sunt cele mai numeroase pe glob, ocupând zona subpolară, desfăşurate în latitudine, zona pădurilor de conifere şi foioase, pe altitudine. În aceste zone se găsesc, de fapt, regiuni lacustre tipice de pe glob, cu predominarea evidentă a lacurilor instalate în depresiuni glaciare generate de ghețarii de calotă, cum sunt cele din Carelia, Federația Rusă, Finlanda, Suedia, Câmpia Poloneză (lacurile Mazuriene), Câmpia Germană (Germania), Insulele Britanice, Canada şi Alaska de sud. Lacurile Ladoga, Onega, Vättern, Marile Lacuri (Superior, Erie, Michigan, Huron şi Ontario), Urşilor, Sclavilor, marile lacuri subalpine (Léman, Constanța, Como, Garda, Maggiore etc.) şi Baikalul, sunt lacuri cu ape bicarbonatate. Mineralizarea apelor este mică, majoritatea dintre ele acând între 50-200 mg/l, doar câteva situându-se în afara acestor limite .

BCU CLUJ-NAPOCA LIBRARY

Aportul însemnat de ape din bazinul de recepție, dar și scurgerea din lac, imprimă o vehiculare intensă a apelor, afectând în multe cazuri întreaga masă de apă, ceea ce determină o primenire și oxigenare a lor.

Sunt tipice în acest sens lacurile Léman și Boden (Constanța), în care vin și din care pleacă râuri importante cu debite mari, cum sunt Ronul și respectiv Rinul.

Atunci când sărurile spălate de ape din bazinele hidrografice (carbonații de calciu și natriu, sulfații aceloraşi metale) rămân mult timp în cuveta lacurilor datorită condițiilor aride și deci mărimea evaporației, acestea se acumulează treptat, are loc un proces de metamorfozare chimică și creșterea gradului de mineralizare.

În aceste lacuri predomină sulfații și carbonații de natriu și ele sunt frecvente în regiunile stepice cu deficit de umiditate din țara noastră (Câmpia Română, Câmpia Moldovei), stepa din sudul Ukrainei, din Siberia (Federația Rusă, Kazahstan, către poalele munților Altai), preeria nord-americană și pampasul argentinian. Lacurile caracteristice din clasa celor sulfatate se găsesc în stepa Barabinsk din sudul Siberiei de vest și Mar Chiquita din câmpia argentiniană Gran Chaco dintre fluviul Parana și munții Anzi.

Regiunile cu condiții climatice deosebit de aride (deșerturi, semideșerturi) imprimă lacurilor existente un caracter temporar în marea lor majoritate, atunci când acestea nu au o alimentare subterană și superficială mai substanțială. Compoziția chimică a acestor lacuri este dominată de clorurile de natriu și potasiu, deci ape clorurate. Deficitul mare de umiditate face ca evaporația să fie foarte ridicată și deci să se producă o acumulare treptată a sărurilor ajunse în lac prin scurgerea superficială sau din apele subterane. Această înmagazinare treptată a sărurilor duce la concentrații ridicate și din precipitarea celor greu solubile (carbonații, apoi sulfații), rămânând clorurile în ultimele faze de existență a lacurilor. Apele clorurate din lacurile acestor zone reprezintă stadiul de evoluție, de metamorfozare cel mai avansat.

În această categorie intră regiunile din America de Nord, Marele Bazin cu Lacurile Great Salt Lake, Big Soda, America de Sud, Atakama și Altiplano cu lacurile Popo, Coipaso, Uyuni, nord-vestul Africii cu cunoscutele șoturi, Republica Sud-Africană, semideșertul Kalahari, Asia, podișul Anatoliei, Armeniei și Iranului cu ghiolurile Tuz, Van, Urmia sau cele semipermanente (Hamun, Nemexar, God-i-Zirreh, Dariacieh-ye Nemek), din stepa precaspică, deșerturile Kara-Kum, Kîzîl Kum, Gobi, Țungariei, Tarîm, Țaidam sau deșerturile Australiei cu Lacul Eyre și Torres.

Majoritatea lacurilor din zonele deșertice sunt fără scurgere, prezintă o mare variație a suprafeței apei și au adesea un caracter temporar, în perioadele îndelung secetoase, prin evaporarea totală a apelor, sărurile rămase acoperă ca o crustă fundul depresiunilor netede și întinse în suprafață.

Dacă în deșerturile tropicale sau în stepele zonei temperate lacurile sunt clorurate, în regiunile ecuatoriale și tropicale umede, datorită precipitațiilor abundente, lacurile au un bilanț hidrologic excedentar. Aportul însemnat de ape atât din precipitații cât și din afluenții care converg către marile bazine lacustre face ca mineralizarea apei să fie mică, în general sub 100 mg/l, cu predominarea carbonaților și chiar a silicaților. Lacurile situate pe roci vulcanice conțin prin excelență silicați în compoziția lor chimică.

Grupa caracteristică pentru această categorie hidrochimică este cea a marilor lacuri tectonice africane, Tanganyika, Nyassa, Victoria, Kiwu, Eduard, Rudolf. Dar spre deosebire de cele din zona temperată şi subpolară care se caracterizează prin aceeaşi clasă hidrochimică (bicarbonatată), lacurile zonei ecuatoriale nu au un schimb intens de ape între ele şi mediul înconjurător care să afecteze tot volumul de apă, datorită adâncimii mari. De obicei, de la 200 m în jos, apele rămân neprimenite, iar oxigenul dispare, ceea ce determină ca în zonele profundate viaţa să fie aproape inexistentă. Lacul Tanganyika, de la 200 m până la 1.435 m (adâncimea maximă) este lipsit de oxigen, rămânand domeniul bacteriilor anaerobe si al hidrogenului sulfurat. In lacul Nyasa din aceeasi regiune, cu o adancime maxima de 706 m, oxigenul ajunge in perioada de vara numai pana la 220 m, iar in perioada cu ploi si agitatie eoliana ceva mai mult, pana la 260 m.

O altă caracteristică, sub aspectul compoziţiei chimice a lacurilor din această zonă, este legată de schimbul redus de ape dintre lac şi mediul înconjurător. Astfel, dacă în prima parte a bilanţului hidrologic, apele care intră în lac sunt aproape egale din ploi şi afluenţi (cu o uşoară predominare a celor din ploi), în cea de-a doua parte, adică a apelor care pleacă din lac, 90-95% se produce prin evaporare. Acest raport este fidel reflectat în compoziţia chimică care la lacurile Tanganyika şi Nyassa, tipul hidrochimic este dat de Na^+, K^+ şi Mg^+ (Na^+K = 45,9%, iar Ca = 8,6%), deşi clasa este tot bicarbonatată. Predominarea natriului şi magneziului în compoziţia chimică este deja un indiciu de metamorfozare a apelor bicarbonatate şi de acumulare de săruri în cuveta lacustră. Lacul Victoria, tot din grupa marilor lacuri africane în care schimbul de ape este mai mare faţă de celelalte (18,4% din pierderi se produc prin scurgerea superficială din lac), ionul de calciu reprezintă 30,2% în dauna celui de magneziu cu 16,4%, din cadrul cationilor.

5.10.4. Lacurile dulci

Aceste lacuri, în care concentraţia în săruri nu depăşeşte 1.000 mg/l, sunt cele mai numeroase pe glob, răspândite cu precădere în zona temperată şi polară nordică şi în cea ecuatorială în mai mică măsură. Variaţia mare a volumului de apă în timpul perioadelor secetoase la lacurile mai mici pe seama intensificării evaporaţiei conduce la o creştere a concentraţiei în săruri, iar lacurile respective pot trece în categoria celor salmastre. Limita dintre lacurile dulci şi salmastre, deşi în general este precizată la valoarea de 1.000 mg/l, totuşi, în funcţie de predominarea anumitor ioni în echilibrul chimic, ea se poate muta mai sus sau mai jos.

Potenţialul trofic al acestor lacuri se axează mai întâi pe substanţele minerale acumulate (HCO_3, SO_3, Cl, Ca, Na, K, Mg) într-o anumită proporţie, din care ionul bicarbonic (HCO_3) şi calcic (Ca) domină de obicei, care caracterizează lacurile dulci, tipul hidrochimic bicarbonatat. De fapt, nu substanţele minerale, în sine, constituie baza trofică, ci elementele biogene, în special combinaţiile azotului şi fosforului. Cantitatea mică a acestor substanţe biogene nu permite o bună dezvoltare a faunei şi florei acvatice şi din această cauză unele lacuri pot fi oligotrofe (sărace în hrană). Majoritatea lacurilor din zona polară şi subpolară cât şi cele de la latitudini mai mici sau situate la înălţimi mari (lacurile alpine, cum este lacul Marjelen, Elveţia, cu 12 mg/l), conţin săruri în cantitate mică, Lacul Vanern,

cu o mineralizare doar de 16,27 mg/l, unul dintre cele mai mari lacuri ale peninsulei Scandinave, poate fi considerat un lac oligotrof. Puzderia de lacuri care acoperă teritoriile Suediei, Finlandei, Federației Ruse, prin bazinul loc hidrografic mic, sunt tot oligotrofe. De altfel, chiar ceva mai la sud, în câmpiile poloneze (lacurile Mazuriene) şi germană, multe din lacuri sunt oligotrofe, iar altele mezotrofe (cu posibilități medii de dezvoltare a faunei şi a florei acvatice).

În România, majoritatea lacurilor glaciare (Bucura, Gâlcescu, Bâlea etc.) sunt oligotrofe.

Oligotrofia lacurilor se datoreşte faptului că apele care vin în lac, în general, sunt sărace în săruri minerale (de obicei cele din precipitații), iar pierderile din lac se produc mai mult prin scurgere decât prin evaporație.

Sunt şi cazuri când lacurile, deşi nu se găsesc în zone alpine înalte, dar sunt situate pe roci vulcanice, în special bazalte, au un potențial trofic scăzut. Lacurile din Masivul Central Francez, Bouchet (24 mg/l), Chauvet (21 mg/l), Issarles (27 mg/l), Montcyneire (34 mg/l), cu un reziduu sec destul de redus sunt foarte edificatoare în acest sens (L.W. Collet, 1925).

Oligotrofia lacurilor mai este dată şi de stadiul de evoluție al bazinului lacustru respectiv. Aşa de exemplu, un lac nou format, natural sau artificial, indiferent în care zonă geografică s-ar găsi, va avea o productivitate biologică slabă la început (lacul Izvorul Muntelui, Bicaz sau Vidraru, Argeş, în perioadele imediat după formare). Pe măsură ce condițiile biochimice se schimbă prin acumularea sărurilor în apă, aduse de apele afluenților, potențialul trofic creşte, lacurile trecând din oligotrofe în mezotrofe şi apoi în eutrofe. (cu productivitate biologică ridicată). Lacurile mari ca Ladoiga, Onega, Baikalul etc., cu mineralizări ce nu depăşesc 100 mg/l, pot fi considerate ca lacuri de trecere spre eutrofe. Lacurile Léman, Constanța, Annecy (Franța), în care intră şi ies cantități importante de apă pe seama scurgerii superficiale (Léman, 93,4 % aport din bazinul hidrografic față de 6,6 % din precipitații şi respectiv 84,4 % scurgerea din lac față de 10,4 % condensație şi 5,2 % evaporație), potențialul trofic va fi mai mare, incluzându-se în categoria lacurilor eutrofe. La aceste lacuri mineralizația este între 150- 200 mg/l.

Gradul de mineralizare se schimbă sezonier datorită intensificării evaporației sau, într-o perioadă mai lungă de ani, ca urmare a unui bilanț hidrologic negativ al lacului, Şi într-un caz şi altul, tipul hidrochimic trece din bicarbonat în sulfatat şi dacă procesul continuă chiar în clorurat, ca urmare a procesului de metamorfozare. Acest proces poate fi şi reversibil prin schimbarea condițiilor de bilanț ale lacului, după cum se poate remarca din schema întocmită de M.G. Valeaşko:

Condiții de umiditate deficitară ---------->
Tipul carbonatat ========== tipul sulfatat ======= tipul clorurat
<---------- Condiții de umiditate excedentare.

Procesul intim de metamorfozare depinde şi de gradul de solubilitate al substanțelor minerale, care este foarte diferit.

În urma analizelor chimice minuțioase efectuate pe lacul Sevan din Caucaz (care prezintă semne evidente de ridicare a concentrației în săruri, cu posibilitatea

de sărăturare datorită creşterii evaporaţiei) s-au putut calcula coeficienţii de concentraţie (mineralizare) a diferitelor substanţe (tabelul 5.2.).

Tabelul 5.2. Lacul Sevan date chimice în mg/l (după S.J. Listti)

Ioni	Lac	Afluenţi	Coeficientul concentraţiei
K^+	21,4	2,7	7,9
Na^+	77,3	7,9	9,8
Ca^{++}	33,9	17,0	2,0
Mg^{++}	55,9	6,3	9,0
Cl^-	62,3	4,9	12,7
SO_4^{--}	16,9	4,8	4,5
HCO_3^-	414,7	85,7	4,7
CO_3^{--}	36,0	0	-
Suma ionilor	9,2	7,1	-
*p*H			

Din datele de mai sus rezultă că, pentru a se ajunge la o mineralizare a apei a lacului Seven de 718,4 mg/l trebuie să se evapore 5,5 unităţi de volum de apă cu mineralizarea de 129,3 mg/l provenită din afluenţi. De asemenea, se poate preciza (după o scurtă analiză a valorii coeficienţilor de concentraţie) că primul care începe să se depună în procesul de creştere a mineralizaţiei va fi calciul cu valoarea 2 (greu solubil) şi ultimul clorul cu 12,7 (uşor solvabil) ce se menţine chiar în condiţiile de suprasaturare.

Lacul Balhaş, situat în Asia Centrală la poalele Munţilor Tianshan, dar într-o zonă cu caracter deşertic, prezintă una dintre cele mai interesante repartiţii ale mineralizării. În ansamblul, lacul este salmastru, dar prin aportul însemnat de ape din râul Ili, în extremitatea vestică a lacului se produce o îndulcire (1,261 g/l), iar în cea estică mineralizarea rămâne destul de ridicată (5,234 g/l). ceea ce trebuie să precizăm în cazul lacurilor salmastre este faptul că fauna care se dezvoltă în lac în condiţiile apei dulci, se adaptează şi suportă mărirea concentraţiei chimice. Evident că şi aceste adaptări merg până la o anumită limită prin modificările fiziologice la specii, în cazul când o mineralizare rămâne ridicată o perioadă de timp mai îndelungată.

La toate aceste particularităţi date de compoziţia calitativă şi cantitativă a sărurilor minerale în apă, condiţiile biotice sunt, în anumite cazuri, determinate de regimul gazelor dizolvate, dintre care oxigenul şi hidrogenul sulfurat, cu acţiuni opuse, sunt cele mai importante. Fără a mai insista în această direcţie, se poate aminti doar faptul că orizonturile de apa bine oxigenate din lacuri, asigură o bună dezvoltare a vieţii (lacurile cu un schimb intens de ape), iar cele cu hidrogen sulfurat (orizonturile de fund ale lacurilor Tanganyika, Nyassa etc.) sunt improprii dezvoltării vieţii, fiind doar domeniul bacteriilor anaerobe. În această privinţă trebuie să facem o precizare şi anume că, acolo unde există oxigen dizolvat, hidrogenul sulfurat este foarte redus şi invers (exemplul dat de Yoshimura, 1932, cu lacurile Hirugaka şi Suigetuko din Japonia (tab. 5.3.).

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 5.3. Variația pe verticală a temperaturii, oxigenului și hidrogenului sulfurat în două lacuri japoneze la 11 14.XI.1927 (Yoshimura, 1932)

Adânc.	Lacul Hirugako			Adânc.	Lacul Suigetuko		
	Temp. °C	O_2 mg/l	H_2S mg/l		Temp. °C	O_2 mg/l	H_2S mg/l
0	17,5	7,30	0,00	0	13,2	9,34	0,00
5	17,5	7,75	0,00	5	15,3	9,20	0,00
10	18,0	6,75	0,00	10	16,7	1,67	0,00
15	18,2	5,90	0,00	13	15,7	1,56	0,00
20	16,7	3,88	0,00	14	15,3	0,00	0,37
25	13,7	1,23	0,00	15	14,7	0,00	1,60
0	13,4	0,00	0,49	20	12,3	0,00	23,89
32,5	13,3	0,00	2,39	25	12,6	0,00	47,52
35	13,0	0,00	5,40	30	12,9	0,00	54,50
				32	12,7	0,00	53,80

5.10.5. Lacurile sărate și puternic sărate

Lacurile din această categorie se întâlnesc, normal, în regiunile deșertice și stepice cu umiditate deficitară, unice concentrarea (acumularea sărurilor) se efectuează prin procesul de evaporație. După cum se știe, prin evaporare, în stare de vapori trece numai apa pură (sau aproape pură), iar sărurile minerale dizolvate rămân în apa lacului producând o creștere treptată a concentrației și o depunere diferențiată sub formă de precipitat pe fundul cuvetei lacustre. În condițiile în care, la un moment dat, mineralizarea era de 10 g/l, prin evaporarea unei cantități importante de apă, să zicem jumătate din volumul inițial, concentrația în săruri se dublează.

Sărurile conținute de lacurile sărate provin, în cea mai mare parte, din bazinul hidrografic prin antrenarea lor de către apele de șiroire sau, în unele cazuri, din apele subterane, care ajung în lac prin intermediul izvoarelor sublacustre și de mal. Se poate spune deci, că în cele mai multe lacuri sărate proveniența sărurilor este continentală.

În afară de lacurile sărate, formate datorită condițiilor climatice zonale, se cunosc numeroase exemple de lacuri puternic sărate care sunt situate în zonele salifere, direct pe masivele de sare sau primind izvoare sărate. Depresiunea acestor lacuri este formată pe cale naturală, în urma proceselor de dizolvare, dar și prin prăbușirea tavanului vechilor mine părăsite. Se cunosc numeroase astfel de exemple în țara noastră, formate în asemenea condiții, cum sunt lacul Ursu și altele mai mici la Sovata, la Ocna Sibiului, Ocna Mureșului, Slănic-Prahova, Telega, Câmpina etc.

Toate aceste lacuri, situate direct pe masivele de sare sau fiind în legătură cu acestea, au o salinitate care depășește potențialul climatic al zonei respective și se pot considera lacuri azonale.

Se mai întâlnește și o altă categorie de lacuri sărate, de obicei situate în apropierea țărmurilor marine, izolate sau păstrând legătura cu marea în timpul fluxului și ale căror ape sărate sunt de origine marină. Profilul chimic și termic pe verticală al acestor lacuri (care la rândul lui îl determină și pe cel biologic), prezintă unele particularități cu totul curioase).

Ape sărate, inițial de origine marină, se pot întâlni în lacuri situate în mijlocul continentului, care nu sunt altceva decât resturi ale mărilor care acopereau altădată (în timpuri geologice) regiunile respective. Includem în această categorie apele sărate ale celui mai întins lac din lume, Caspica, apoi apele Aralului şi ale Marelui Lac Sărat (America de Nord), Marea Moartă, toate acestea fiind considerate relicve ale unor asemenea mări.

Deci, sub aspectul răspândirii geografice, lacurile sărate rezultate din concentrarea treptată a sărurilor (ca urmare a evaporației apei) se întâlnesc în zonele tropicale uscate sau temperat uscate din Africa (cele din jurul Saharei, din Kalahari), partea sudică din Asia (îndeosebi cele din zona deşerturilor şi semideşerturilor, podişurile Anatoliei, Armeniei, Iranului, Tibetului, Gobi, din zona înconjurătoare Mării Caspice şi în sudul Siberiei de Vest), din America de Nord (în regiunea Marelui Bazin), din America de Sud (în podişul deşertului Atakama şi în Patagonia), din Australia (în toată zona deşerturilor începând din vestul munților Alpii Australieni).

În ceea ce priveşte lacurilr situate pe masivele de sare (fie ele naturale sau artificiale) şi cele din vechile golfuri sau întinderi mici marine, separate de mare (lagune şi limane marine) sunt răspândite inegal, în funcție de configurația țărmului şi evoluția paleogeografică a regiunii sau acolo unde se găsesc masive de sare.

În compoziția chimică a lacurilor sărate, pe lângă substanțele principale care intră în compoziția lacurilor dulci şi salmastre, se mai găsesc şi altele dar în cantități neînsemnate, bromul, iodul etc. Ceea ce face ca aceste lacuri să prezinte trăsături cu totul aparte, este cantitatea mare a anumitor substanțe, cum ar fi Cl, SO_4, Na, K, Mg şi regimul gazelor dizolvate. Oxigenul şi reacția activă a apei (*p*H) dată de concentrația ionilor de hidrogen, care descreşte odată cu creşterea salinității şi a hidrogenului sulfurat. Aceasta din urmă creează şi un mediu nociv în dezvoltarea vieții.

Datorită cantităților mari ale ionilor menționați mai sus, în lacurile sărate se găsesc unele săruri proprii acestora şi altele care se pun în evidență mult mai pregnant decât în cele dulci şi salmastre. Printre acestea amintim halitul (clorura de sodiu, NaCl), hidrohalitul ($NaCl_2$ H_2O), bisofitul (clorura de magneziu $MgCl_2$ 6 H_2 O), mirabilitul (sulfat de natriu, $NaHSO_4$ 10 H_2 O), epsonitul (sulfat de magneziu, Mg 7 H_2 O), gipsul (sulfat de calciu, $CaSO_4$ 2 H_2O), nacolitul (bicarbonat de natriu, $NaHCO_3$) etc. Gradul de solubilitate (în g /l) al acestor săruri este diferit şi anume bisofit, 536 g/l, halit, 357 g/l, epsonit, 305 g/l, gips, 1,93 g/l, mirabilitul, 88,7 g/l, ceea ce determină o mare complexitate în procesul de metamorfozare şi de precipitate a acestor săruri în apa lacurilor sărate. Totodată, gradul de solubilitate menționat mai sus corespunde unei temperaturi de + 10°C a apei sărate din lacul respectiv. Dar, după cum am mai văzut, amplitudinea de variație a temperaturii atinge 80° - 90°C (de la 20°C la + 60° - + 70°C), ceea ce complică extrem de mult momentul când sărurile menționate mai sus precipită sau trec din nou în soluție.

Printre regiunile menționate anterior în care se găsesc frecvent lacuri sărate, se numără şi regiunile Marelui Lac Sărat şi Marelui Bazin din America de Nord (cuprins între 38° - 42° latitudine nordică, delimitate de şirul muntos al Stâncoşilor în est şi de Sierra Nevada şi Munții Cascadelor de vest). Cel mai proeminent lac din această regiune cu caracter deşertic este Marele Lac Sărat, cu 2.890 km^2 suprafață şi 16 m adâncime, un rest al unui lac mult mai întins din

Pleistocen, numit Bonneville, care avea 52.300 km^2 suprafață și 320 m adâncime maximă. Salinitatea ridicată, de 265,5 g/l (după Eardley, 1938), cu predominarea clorului (91,8 %) dintre anioni și Na + K (87,0 %) din cationi, situează Marele Lac Sărat printre primele lacuri din lume cu o asemenea concentrație în săruri, provenită prin evaporație. Marea Moartă, cu 322 g/l (D. Neev, 1967), considerată cea mai sărată (exceptând lacurile situate pe masivele de sare), este depășită de cea a lacului Tuz din Podișul Anatoliei (329 g/l). Trebuie să menționăm că valorile date în diferite lucrări, cum sunt cele ale lui A.V. Treatise on Limnology, 1957), diferă foarte mult.

O altă regiune endoreică situată mai la vest, dar mult mai mare decât cea a Marelui Lac Sărat și cu lacuri mult mai numeroase, este cea a Marelui Bazin, rest al unui lac din Pleistocen, Lahontan, mai mic decât Bonneville, de 21.860 km^2 suprafață și 270 m adâncime maximă. Dintre numeroasele lacuri care ocupă zonele cele mai joase din acest vast bazin, fiind în strânsă legătură cu complexul de falii tectonice, citâm câteva care au ape sărate, Owens, Walker, Mono, Big Soda, Humbold, Albert, Pyramid și Winnemucca. Analizele chimice efectuate de Clarke în 1924 atât pe râurile afluente, cât și pe lacuri au pus în evidență diferențieri mari sub raport cantitativ și calitativ. Așa de exemplu, apa râurilor era carbonatată cu concentrație până la 2-3 g/l, iar a lacurilor, clorurată sau sulfatată, cu o mineralizație mult mai ridicată.

În estul și nordul Caspicii se găsesc câteva lacuri sărate, care au făcut obiectul de studiu al multor cercetări încă din secolul trecut, cum sunt laguna KaraBugazGhiol, legată de Marea caspică printr-un canal, lacul Elton, Baskunciak etc. Deși gradul de mineralizare nu este ridicat la lacul Elton (între 23,56 și 31,42 g/l în perioada 1932 - 1937), aici s-a remarcat, din analiza valorilor lunare ale principalelor săruri, variația inversă a $MgCl_2$ față de cea a NaCl. Astfel, conținutul cel mai ridicat de Mg Cl_2 se înregistrează în septembrie (21,80 %), iar cel mai scăzut în aprilie (5,96 %) față de cel al NaCl, care are valoarea maximă în aprilie (16,90 %) și minimă în septembrie (5,50 %). Această neconcordanță în variația sărurilor se datorește depunerii masive de NaCl în timpul verii, ca urmare a evaporației, deoarece gradul ei de solubilitate este mai mic (357 g/l) decât al MgCl2 (536 g/l). Primăvara, odată cu creșterea volumului de apă în lac, precipitații de NaCl de pe fundul lacului trece din nou în soluție.

Variația concentrației chimice a lagunei Kara-Bugaz-Ghiol (de la 164 g/l) începând din 1897 până la 282 g/l în 1938), se datorează scăderii nivelului Mării Caspice din care primește apă mai puțin sărată (12,73 g/l) începând din 1897 până în 1938, adică cu 155 cm în 41 ani. Se știe că Marea Caspică are nivelul său mediu la -28 m, iar cel al lagunei se află la -31 m în raport cu nivelul Oceanului Planetar. Această relație hidrografică a dus la ridicarea salinității în Kara-Bugaz-Ghiol și a depunerii masive de săruri conținute (mirabilit, halit și astrahanit) pe fundul lui (B.D. Zaikov).

A.I. Dzens-Litovski semnalează cazuri interesante de schimbare a salinității apei lacurilor în condițiile climatice în stepele Barabinsk și Kulanda din sudul Siberiei de Vest. Astfel, în perioada secetoasă a anilor 1930-1945, în aceste lacuri sărate, datorită intensificării evaporației spre toamnă, o parte din săruri au precipitat pe fundul lacului (haloiditul). În primăvara următoare, datorită aportului de apă mai redus ca urmare a accentuării secetei, aceste săruri n-au mai revenit ca

de obicei, ci procesul de depunere s-a continuat până la secarea completă a lacului. Sărurile depuse pe fundul acestor depresiuni s-au conservat şi odată cu schimbarea condiţiilor climatice (după 1946, prin mărirea cantităţii de precipitaţii), când s-a adunat din nou apă în depresiunile lacustre, acestea s-au dizolvat, reluându-se un alt ciclu.

Lacurile situate pe masivele de sare prezintă valorile cele mai ridicate ale salinităţii, depăşind uneori 300 g/l. Aceste lacuri sărate, a căror apă vine în contact direct cu masivul de sare, au suprafeţe foarte mici, dar adâncimi mari, deoarece multe din ele ocupă vechi mine de sare prăbuşite sau exploatări de suprafaţă sub formă de clopot.

Un exemplu din acest tip este lacul Razval din podişul Ileţk, stepa Kazahstanului şi cele din ţara noastră. Ele au fost citate şi mai înainte în legătură cu geneza depresiunilor şi a regimului termic.

În lacul Razval salinitatea este destul de omogenă pe adâncimea de 20 m (260,46 g/l la suprafaţă şi 257,79 g/l la fund), spre deosebire de distribuţia salinităţii lacurilor sărate din ţara noastră. Scăderea se face pe seama ionilor de Na+ şi Cl- , prin precipitarea lor pe fundul lacului sub forma bihidratului clorurii de sodiu ($NaCl\ 2\ H_2O$), ca urmare a temperaturii negative tot timpul anului (între 0°C şi -9°C) sub adâncimea de 3 m (tab. 5.4.).

Tabelul 5.4. Compoziţia chimică a lacului Razval (g/l)
(august 1936 după A.I. Dzens Litovski)

Adâncime / Elemente	1	5	10	15	20,5
K^+	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
Na^+	100,40	99,60	99,50	99,40	
Mg^{++}	0,075	0,07	0,07	0,07	0,07
Ca^{++}	1,46	1,44	1,44	1,44	1,44
Cl^-	155,50	154,20	154,20	151,20	153,90
Br^-	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
SO_4^-	2,89	2,89	2,85	2,84	2,84
HCO_3^-	0,03	0,003	0,03	0,03	0,03
Suma	260,49	259,37	258,37	258,12	257,82

Lacurile din aceeaşi categorie, din ţara noastră, au adâncimi mici, cel mai adânc fiind lacul Avram Iancu de la Ocna Sibiului cu 132,5 m, dar cu suprafeţe sub 1 ha (cel mai întins, lacul Doftana cu 9.500 m^2), exceptând lacul Ursu Sovata cu 3,8 ha, care este format pe cale naturală. Din analizele chimice efectuate până acum la foarte multe lacuri din această categorie, de la noi din ţară, se constată aceeaşi distribuţie pe verticală a salinităţii. De obicei, la suprafaţă, datorită aportului de apă dulce din pâraiele care confluează în lac, salinitatea este mai redusă de 50 - 70 g/l, creşte cu adâncimea şi ajunge până la 250 - 270 g/l la fund (lacul Ursu - Sovata). Pătura de apă mai diluată de la suprafaţă, care atinge 2 - 3 m grosime, se comportă ca un ecran protector faţă de restul lacului, conservând salinitatea ridicată din adâncime, deoarece, în cazul existenţei unei scurgeri superficiale din lac, este vehiculat numai stratul de apă de la suprafaţă.

Procesul de diluare a apei din stratul superficial merge aproape până la îndulcirea lui, permiţând dezvoltarea unei faune piscicole de apă dulce. Lacul

Doftana, din apropiere de Câmpina, este cel mai interesant lac sărat din țară din acest punct de vedere. Lacul, format în 1931- 1932 prin prăbușirea unei mine de sare părăsită, la început a fost complet sărat, dar cu timpul, datorită aportului apelor superficiale, s-a format la suprafață o pătură de apă. Începând cu anii 1960 - 1965, în acest lac s-a produs o populare cu pești. Prin analizele chimice efectuate în câteva anotimpuri, s-a constatat că apa la suprafață are 3 - 4 g/l săruri pe o grosime de 2 m, de la care salinitatea crește la 11 g/l la 5 m, iar la fund (25 m) ajunge la 204 g/l. Oxigenul dizolvat în apă este normal la suprafață, dispărând total sub 5 m adâncime. Iată deci, un caz extrem de interesant de mediu salmastricol la suprafață, cu o faună piscicolă adecvată care nu se aventurează sub 3 m adâncime, în timp ce la fundul lacului (25 m) suntem în prezența unui mediu salin suprasaturat (P. Gâștescu, B. Driga, 1969).

În Antarctica, continentul veșnic înghețat, în câteva oaze, cum este oaza Bunger, se găsesc mai multe lacuri presupuse a fi resturi de mare. Datorită salinității ridicate, vara ele sunt dezghețate, cu toate că temperatura aerului este tot timpul negativă (temperatura apei variază între + 1°C și + 14°C). În colinele Vestfold (78o long. E) se găsește un lac cu o salinitate extrem de ridicată (274 g/l) în care predomină ionii de Cl^- și Na^+, după care urmează Mg^{2+} și SO_4^{2-}. Desigur că această salinitate pentru Antarctica este cu totul anormală, dar ea se poate explica prin evaporația apei provocată de vânt în timpul verii, când lacul nu este acoperit de gheață, ceea ce duce la reducerea volumului și la concentrarea sărurilor. Aceeași curiozitate se pune în evidență și la renumitul lac Vanda, descris la regimul termic, care are o salinitate de 117 g/l la adâncimea de 70 m și o densitate de 1,2. Enigma este cu atât mai mare, cu cât lacul este înghețat tot timpul anului, de unde rezultă imposibilitatea transportului de săruri pe cale superficială și a producerii evaporației care să mărească concentrația. Singura cale rămâne existența unor izvoare în cuveta lacului.

Lacul Moghilnîi, de pe insula Kildine din apropierea peninsulei Kola, prezintă o distribuție a salinității foarte interesantă și o faună care constituie un adevărat muzeu în miniatură. Lacul este un rest de mare, un golf închis, barat de un cordon maritim lat de 60 m, peste care în timpul fluxului apele mării mai pătrund în lac. Totuși, aportul apelor dulci de pe continent, a creat o pătură de apă dulce la suprafață, care conservă o anumită stratificare a salinității, la suprafață (5 - 6 m) o apă dulce, ușor salmastră (3,50 g/l), după care salinitatea crește treptat, atingând 32,10 g/l la fund, unde se găsește și o cantitate însemnată de hidrogen sulfurat (fig. 5.54.).

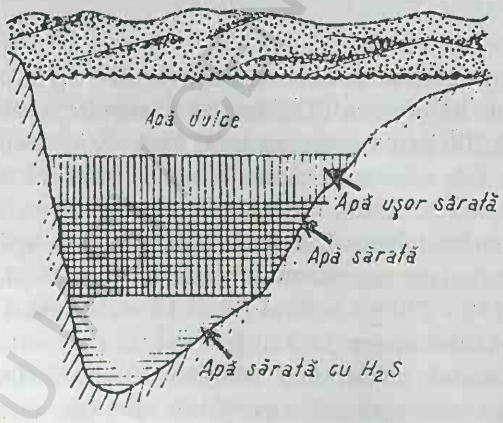


Fig. 5.54. Stratificația hidrochimică în lacul Moghilnîi

Fauna este etajată respectând orizonturile cu apă. La suprafață trăiesc pești de apă dulce, în orizontul cu apă puțin sărată, meduze, crustacei, iar în cel

de al treilea, sărat, specii marine ca batogul, steaua de mare (care sunt de fapt prizoniere, neputând urca la suprafață prin apele dulci), iar la fund, din cauza hidrogenului sulfurat, se găsesc numai bacteriile. Speciile marine, prinse ca într-o capcană între apele dulci şi cele nocive la fund, trăiesc reproducându-se dar modificându-şi fiziologia şi morfometria de la o generație la alta.

În urma cercetărilor efectuate s-a constatat că actiniile din lac au 1,5-2 cm lungime față de cele din Marea Barents care au 25- 30 cm, iar morunul din lac e mult mai mic decât cel din mare.

Lacul Ogak din insula Baffin repetă în mare aceeaşi situație. Lacul este legat de mare printr-un canal prin care primeşte apă în timpul fluxului, totuşi la suprafață are apă dulce pe un strat de 4- 5 m, sub care se găseşte apa sărată în care trăieşte codul, de unde îi vine şi numele (ogak înseamnă cod, batog în limba eschimo). Lacul, care reprezintă un rest de mare, se presupune că ar fi fost izolat după ultima glaciațiune cuaternară, când regiunea s-a ridicat ca urmare a topirii calotei glaciare.

Pe țărmul Mării Baltice în golful Lubeck şi în apropierea localității cu acelaşi nume din Germania, se găseşte laguna Hemmelsdorfer, care ocupă o criptodepresiune adâncă, ajungând într-o mică porțiune la 45 m. Marea inundă la intervale destul de neregulate acest lac, ultima dată fiind în 1872. Între aceste intervale, lacul are apă dulce la suprafață şi sărată la fund, unde se găseşte şi una dintre cele mai mari concentrații ale hidrogenului sulfurat înregistrat în lacuri (la 32 m H_2S - 304 mg/l). În lacul Big Soda din Nevada (S.U.A.), Hutchinson a înregistrat cea mai mare valoare a hidrogenului sulfurat dizolvat la fund (786 mg/l).

Se întâlnesc, de asemenea, câteva lacuri care prin compoziția chimică a apei nu pot fi încadrate în nici una din grupele prezentate în acest capitol (dulci, salmastre sau sărate), deoarece conțin acizi puternici care exclud tentativă de dezvoltare a vieții. Acestea sunt lacurile vulcanice Katanuma din Japonia şi Kawah-Idjen din Djawa (Indonezia).

Lacul Katanuma, situat într-un mic crater vulcanic, conține 474 mg/l SO_4, care prin asociere cu hidrogenul formează acidul sulfuric (procesele de oxigenare a sulfului de origine vulcanică). În noiembrie 1932, Yoshimura a măsurat în acest lac un pH de numai 1,9, iar ocigenul nu avea mai mult de 61,5% saturație.

În lacul Kawah-Idjen din Djawa apreciat la 30-40 milioane m^3 apă, compoziția chimică predominată de acid sulfuric şi clorhidric, este rezultatul pătrunderii în lac a surselor sofatariene vulcanice. Blocurile de pietre care se prăvălesc în apa lacului sunt dizolvate de acizii puternici.

5.11. RELAȚIILE DINTRE LACURI ŞI MEDIUL ÎNCONJURĂTOR

Din aspectele hidrologice, termice şi chimice, analizate rezultă că lacurile se integrează în mediul geografic, reflectând prin particularitățile lor trăsăturile zonei geografice în care se găsesc. Aceste particularități ale lacurilor se identifică din ce în ce mai mult cu cele ale mediului geografic, pe măsura descreşterii suprafeței şi volumului de apă. Există însă şi reversul şi anume, acela al influenței lor asupra zonelor înconjurătoare. Aceste influențe sunt, de astă dată, din ce în ce

mai pregnante pe măsură ce lacul, prin cele două elemente morfometrice, (suprafața și volumul) crește.

Influența reciprocă dintre lacuri și mediul înconjurător, în funcție de zona geografică, se manifestă sub aspect climatic, al potențialului trofic și economic, în desfășurarea proceselor modelatoare (eroziune), în dezvoltarea vieții din lacuri, acumularea unor substanțe utile, în folosirea apei în scopuri industriale, agricole, alimentarea populației, în transporturi, în viața culturală etc. În foarte multe cazuri, lacurile reprezintă resurse naturale importante sau verigi în desfășurarea unor procese economice și sociale.

TOPOCLIMATUL LACUSTRU

Inerția care caracterizează apa în primirea și cedarea căldurii acumulate este trăsătura esențială a mediului acvatic în această direcție. Spre deosebire de uscat, apa înmagazinează mai încet căldura solară, dar și o cedează mai greu. Mobilitatea și deci instabilitatea mai mare a apei față de uscat, permite transmiterea (prin mișcarea turbulentă și mai puțin convectivă) căldurii în orizonturile inferioare ale mediului acvatic, transformându-l într-un rezervor de energie calorică. Capacitatea, pe care o are apa de a lăsa să pătrundă razele solare luminoase și radiația calorică face ca lacul să acumuleze în perioade de încălzire de 10-20 de ori mai multă căldură decât zonele înconjurătoare (Eckel, 1957). Se înțelege că acest rol de rezervor caloric va fi proporțional cu suprafața receptoare (oglinda apei) și adâncimea apei, adică volumul lacului. Căldura înmagazinată de apa lacurilor în timpul verii (în deosebi în perioada când temperatura apei este mai mică decât a aerului), este consumată în aceeași perioadă în procesul de evaporație sau în perioada rece a anului. Astfel, 36 % din rezerva de căldură a lacului Léman este consumată pentru evaporație, iar în timpul unei nopți din luna februarie prin interfața apă / aer trece în aer circa 5,24 x 1.012 calorii. F.A. Forell (1892-1904) arată că în perioada 19-24 decembrie 1879, temperatura lacului datorită frigului puternic a scăzut cu 0,20o C și căldura cedată aerului în acele cinci zile a fost de 10 mild. calorii, ceea ce reprezintă cantitatea de căldură care s-ar obține prin arderea a 1,25 milioane tone de cărbune.

O. Eckel (1957), în urma cercetărilor întreprinse pe lacul Traun Austria, a constatat că 62 % din timpul anului (adică 7 luni și jumătate) se caracterizează printr-un flux de căldură și vapori de apă îndreptat din apă spre aer, 31 % (3 luni și 20 de zile) lacul, deși furnizează vapori de apă aerului ca urmare a proceselor de evaporație, primește căldură și numai 7% (25 zile) recepționează cele două fluxuri).

Procesul de evaporație determină o umiditate mai mare decât în zona înconjurătoare și ca urmare precipitațiile deasupra lacurilor vor fi mai frecvente și mai mari. Datele comparative de la lacul Bret, Elveția și postul pluviometric din apropiere, Tour de Gouze, deși cu 253 m mai sus față de lac, scot în evidență influența apei asupra cantității de precipitații și nerespectarea legii zonalității verticale în creșterea acestora (P. Mercier și S. Gay, 1954) (tab. 5.5).

Pe lacul Tanganyika, situat în zona ecuatorială, cu o suprafață de 34.000 km^2 și un volum de 18.940 km^3, F. Bultot (1950) a remarcat în regimul precipitațiilor fenomenul invers față de cel din zona temperată. Astfel, în timp ce la

Pala, localitate situată pe malul lacului, plouă 44 de zile, înregistrându-se 374 mm, în largul lui plouă numai 13 zile, totalizând 208 mm.

Tabelul 5.5. Precipitațiile pe două lacuri din Munții Alpi

Tour Gouze		Lacul de Eret (674 m)
1943	1.014,5 mm	1.125,0 mm
1951	1.320,5 mm	1.534,0 mm

Influența lacurilor asupra climatului se manifestă foarte pregnant în regimul termic, prin reducerea amplitudinii de variație diurnă și anuală: Baikalul, cu volumul său de apă de 23.000 km^3 oferă cele mai clare situații de modificare a temperaturii aerului deasupra lacului și pe o anumită rază din jur. În lunile de vară, temperatura aerului este mai joasă (6° - 7°C) și iarna, mai ridicată, față de zonele mai îndepărtate (11° - 18°C). Această influență a lacului Baikal este evidentă în climatul local, dacă amintim că în timp ce temperatura aerului în decembrie este deasupra apei de -10°C, la circa 100-200 km pe uscat, ea este de 2°C sau 24°C. Menținerea temperaturii apei mai ridicată, față de cea a aerului în timpul iernii, face ca apele râului Angara, care pleacă din lac, să nu înghețe în fiecare an în amunte de Irkutsk, iar la izvor, chiar niciodată. Rezerva imensă de căldură acumulată în lac face ca podul de gheață să se formeze de-abia în luna ianuarie, cu toate că temperaturile aerului scad sub 0oC, încă de la începutul lunii octombrie.

Marile lacuri din America de Nord produc frecvent încălzirea maselor de aer rece care vin deasupra lacului Superior și Michigan și ajung până la 12,5°C, dinspre nord-vest. Datorită acestui proces de încălzire, climatul de pe țărmul estic al lacului Michigan este mult mai blând decât cel de pe țărmul vestic din Wisconsin (Wills, 1941).

Deși lacul Tanganyika este situat într-o zonă ecuatorială (cu un climat lipsit de amplitudini mari ale variațiilor de la noapte la zi sau de la anotimpul uscat la cel umed), rolul masei de apă se resimte totuși în regimul termic. Carpart (1952) studiind aceste fenomene, în zona lacului Tanganyika, constată că amplitudinea diurnă este de 8°C pe uscat și numai de 2° sau chiar de 1°, deasupra apei.

Modificări importante se observă și în distribuția câmpurilor de presiune de deasupra lacurilor față de zonele înconjurătoare. S. Petterssen (1960) a remarcat în regiunea marilor lacuri din America de Nord că iarna, în luna februarie (de exemplu, anul 1958), se formează o depresiune barică ce conduce la declanșarea unor turbioane ciclonice. Același lucru se poate spune și despre lacul Baikal, în special în perioada noiembrie - decembrie, până la instalarea podului de gheață.

În strânsă legătură cu temperatura și presiunea, sunt mișcările de aer periodice atât de caracteristice regiunilor de contact dintre apă și uscat, brizele. Se cunoaște îndeobște, mecanismul formării brizelor, de aceea aici menționăm că la lacurile mari (care imprimă diferențieri în regimul termic), acestea se resimt destul de mult. Adesea, când lacurile sunt înconjurate și de zone muntoase, înalte, brizele sunt întărite de existența la altitudine a unor centre de presiune ridicată.

Limitele de influență a lacurilor asupra climatului constituie una din problemele esențiale ale topoclimatologiei. Evident că precizarea acestor limite trebuie să se facă atât pe orizontală, cât și pe verticală. Dimensiunile lacului,

suprfața și volumul, în funcție de care este și cantitatea de căldură înmagazinată, sunt coordonatele de bază în extinderea acestor influențe în mediul înconjurător. Astfel, între 1- 10 km^2, influențele pe verticală se extind de la câțiva metri până la câteva sute de metri, iar pe orizontală, la 0,1 - 0,3 km, atenuarea este de 200 %, iar pentru cele între 50 100 km^2, aceste atenuări sunt doar de 20 30% (fig. 5.55).

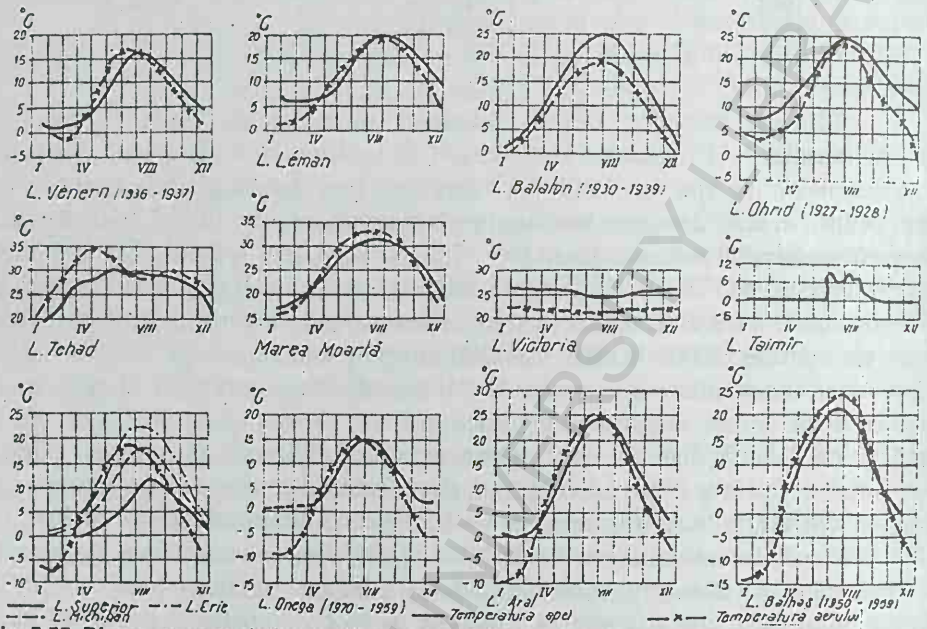


Fig. 5.55. Diagrame cu variația anuală a temperaturii aerului și a temperaturii apei la suprafață la diferite lacuri pe glob (după Fizico-geograficeskii Atlas Mira, 1964)

LACUL CA NIVEL DE BAZĂ ÎN PROCESUL DE EROZIUNE ȘI SEDIMENTARE

La o scară redusă, lacurile joacă rolul nivelului de bază pentru râurile care se varsă în ele, tot așa cum mările și oceanele constituie baza de eroziune a întregii rețele hidrografice exoreice. De acest rol pe care îl au lacurile în rețeaua hidrografică proprie, sunt legate atît problemele de modelare a reliefului înconjurător, cât și de acumulare a sedimentelor și a substanțelor utile, aduse în cuveta lacustră.

Spre deosebire de mări și oceane, al căror nivel variază foarte puțin, lacurile având volume și capacități de acumulare mici (față de debitul râurilor care vin în ele), prezintă amplitudini de variație anuală care încep de la cel puțin 0,5 m și ajung până la câțiva metri. Desigur că aceste variații de amplitudini în cursul anului au repercursiuni directe și imediate în acțiunea de eroziune și sedimentare în cadrul rețelei hidrografice cu caracter permanent. Deltele și conurile de dejecție sunt forme de relief caracteristice rezultate în urma acțiunii de sedimentare a apelor la țărmul lacului. Unul dintre exemplele tipice în care țărmul lacului este de fapt o conjugare de conuri de dejecție ce constituie o trenă la baza muntelui, este lacul Isîk-Kul, situat între ramificațiile munților Tianshan din Asia Centrală (Kîrgîstan). Spre deosebire de lacul Isîk-Kul, unde majoritatea afluenților o constituie râurile

mici, deci cu posibilități de formare numai a unor conuri de dejecție, în alte lacuri care primesc afluenți mult mai mari se formează delte întinse, cum este cea a râului Selenga în lacul Baikal, a Rinului în lacul Boden (Constanța), a Amu Dariei și Sîr Dariei în lacul Aral și bineînțeles a râului Volga în Marea Caspică. În lacurile cu adâncimi mai mari în imediata apropiere a țărmului și cu viteze mari ale cursului de apă din râul afluent, deltele sunt submerse, modificând numai configurația curbelor batimetrice în zona respectivă. Un exemplu elocvent în acest sens în prezintă lacul Léman în zona unde primește apele Ronului.

Sedimentele transportate de râuri în suspensie se depun în lacuri mult mai uniform decât cele târâte și lăsate la țărmul lor. Acțiunea lentă de colmatare, de umplere, duce cu timpul (în cazul în care apa se scurge), la formarea unor câmpii lacustre. Acestea pot apărea într-o perioadă mult mai scurtă (în cazul lacurilor de baraj prin surpare și alunecare) sau, în zonele aride, prin secarea lor. Șoturile din nordul Africii sau cele din stepa Siberiei de Vest se transformă, în perioadele secetoase, în câmpii netede, dar sunt improprii agriculturii, deoarece sunt acoperite cu sărurile rămase în urma evaporării apei.

5.12. IMPORTANȚA ECONOMICĂ A LACURILOR

LACUL CA DOMENIU DE LITOGENEZĂ SI ACUMULARE DE SĂRURI UTILE

În afară de faptul că prin colmatare, cuveta lacustră poate fi transformată, cu timpul într-o nouă formă de relief (câmpii lacustre), prin aluviunile acumulate lacul, pe de o parte, poate constitui un domeniu de depistare a provenienței mineralelor utile sau chiar de exploatare a lor atunci când concentrațiile sunt economice, iar pe de altă parte, domeniu de litogeneză. Acest aspect de formare a unor săruri de precipitație este în funcție și de zonele geografice cu caracteristicile lor climatice. Așa de exemplu, în zonele cu climă uscată, în lacuri se acumulează diferite săruri minerale (halit, mirabilit, bisofit, gips etc.), care pot fi exploatate în scopuri industriale (Kara-Bugaz-Ghiol, lacurile din zona pericaspică Baskumciak, din stepa Barabinsk și Kulundină etc.). În lacurile din zonele temperate și subpolare se pot forma marne lacustre, depozite feruginoase (care pot conține între 20-60 % fier), depozite mâloase de origine organică, sapropeluri, diatomee. Sapropelurile care sunt un rezultat și al descompunerii resturilor organice și a sintezei acestora, sub acțiunea bacteriilor reducătoare, prezintă o importanță economică extrem de mare, ca hrană pentru animale, ca îngrășăminte chimice, în scopuri medicinale (peloidele), prin distilarea uscată în extragerea de uleiuri, benzină, alcool metilic, acid acetic, diferite produse petroliere etc.

Introducerea sapropelului și marnelor lacustre în soluri contribuie la alcalinizarea acizilor existenți, sporind astfel producția culturilor. De asemenea, sapropelul pe lângă elementele biogene principale (azot, fosfor, calciu), conține și numeroase microelemente care ajută la fertilizarea solurilor.

Nămolurile, împreună cu apele sărate din lacuri sunt întrebuințate pe scară largă în tratamentul balnear, rece sau cald. Numeroasele lacuri sărate situate pe masivele de sare (cum sunt cele din România: Sovata, Ocna Mureșului, Ocna

Sibiului, Slănic - Prahova, Telega, Ocnele-Mari) sau cele din zonele stepice de câmpie (Amara - Slobozia, Lacul Sărat - Brăila, Techirghiol) sunt folosit în tratarea a numeroase boli.

DIFERITE UTILIZĂRI ALE LACURILOR

Folosirea lacurilor ca surse de apă în diferite direcții: hidroenergie, irigație, alimentare cu apă capătă o importanță din ce în ce mai mare în prezent, prin dezvoltarea vertiginoasă a necesităților economice și prin creșterea populației. Datorită acestei situații, cadrul oferit de natură a devenit insuficient și reținerea apelor din râuri în salbe de lacuri a devenit una din actualele probleme în care se desfășoară o adevărată competiție. Lacurile artificiale suplinesc inegalitatea răspândirii lacurilor naturale. Numeroasele lacuri de retenție din Peninsula Iberică, îndeosebi în Spania, clădite pe vechile vetre ale huertas-urilor lăsat de mauri, sunt folosite în agricultură dar și în hidroenergie, cele din Italia, Norvegia, Japonia și Franța, mai mult în scopuri hidroenergetice fără să mai socotim cele două state S.U.A. și Federația Rusă, cu giganți construiți în preeria americană, stepa rusească și Siberia de Vest. În ultimul deceniu, două lacuri gigant sunt în curs de finisare, Itaipu, pe râul Iguaçu din America de Sud și Trei Defilee pe fluviul Iantzî din R.P. Chineză.

Multe lacuri naturale au fost amenajate, de asemenea, și pentru obținerea hidroenergiei, cum este lacul Ritom și multe altele din Elveția, marile lacuri subalpine din nordul Italiei, Maggiore, Comi, Garda, numeroasele lacuri din Suedia și Norvegia, în deosebi cele situate de o parte și de alta a munților Scandinaviei sau chiar cele din zona joasă de câmpie a aceloraşi țări baltice, cum sunt lacurile Inari (încă insuficient folosit), Oulu Jarvi, Saimaa din Finlanda, Vanern și mai puțin Vattern din Suedia.

Lacurile mici din zonele muntoase înalte, îndeosebi cele de origine glaciară, au constituit încă de la începutul secolului nostru obiectul unor cercetări în scopul utilizării apei lor ca sursă de energie. Studiile asupra duratei și grosimii podului de gheață pe lacurile din Alpi (situate între 1.800-2.500 m) au dus la adunarea unor date extrem de interesante, în vederea stabilirii volumului efectiv utilizabil în diferite perioade ale anului.

În transporturi este folosită apa majorității lacurilor mari pe malurile cărora s-au dezvoltat de-a lungul timpului numeroase așezări. Cel mai mare sistem lacustru din lume Marile Lacuri (Superior, Michigan, Huron, Erie și Ontario) cu o suprafață de aproximativ 245.000 km^2, împreună cu fluviul Sf. Laurențiu, constituie cel mai mare sistem de navigație continentală din lume (lung de circa 3.200 km).

Pe acest complex lacustru, amenajat și coordonat de Comisia de Control Internațională a Marilor Lacuri, fondată în 1921, se efectuează transporturi de materii prime, produse industriale, de persoane între marile așezări urbane ale celor două state riverane (Chicago, Detroit, Toledo, Cleveland, Buffalo, în S.U.A., Toronto și Montreal, Quebec pe Sf. Laurențiu în Canada) și numeroșii turiști care vin aici să vadă nu cea mai mare, dar cea mai impunătoare cascadă din lume prin debitul ei, Niagara, situată între lacul Erie și Ontario.

Lacurile din Finlanda şi Suedia, strâns legate între ele în mod natural sau prin intervenţia omului, constituie de fapt un păienjeniş de căi pe apă, folosite în transport de persoane, mărfuri, în recreere şi sport.

Fiordurile norvegiene, deşi nu pot fi considerate importante căi de transport, însă sunt cele mai sigure porturi în care se adăpostesc navele. Continuând tradiţia vikingilor, norvegienii au făcut din labirintul de fiorduri din ţărmul extrem de dantelat, cele mai bune şi mai familiare căi de transport şi locuri de adăpostire ale ambarcaţiunilor. Pătrunzând ca ramificaţiile arborilor mult în interiorul peninsulei, pe sute de kilometri (Sogne Fjord, Hardanger Fjord, Nord Fjord, Trontheim Fjord) sau mergând paralel cu ţărmul constituit dintr-o puzderie de insule, fiordurile sunt locurile de unde au plecat vikingii spre America de Nord, corabia Fram a lui Nansen spre Polul Nord şi tot aceeaşi cu care a plecat Amundsen spre Polul Sud sau unde Thor Heyerdahl a intuit peregrinările incaşilor din peru spre Polinezia pe plutele din lemn de balsa.

Cele două mari lacuri europene, Ladoga (18.400 km^2) şi Onega (9.600 km^2) ele însele comparabile cu cele două mări între care sunt situate, marea Baltică şi Marea Albă, au fost conectate cu Marea Caspică prin Volga, Marea de Azov şi Marea Neagră prin intermediul fluviului Volga, Canalului Volga-Don şi fluviul Don. Aici, în partea nord-estică a Federaţiei Ruse întâlnim de fapt unul dintre cele mai complexe sisteme de navigaţie axate pe lacuri naturale (Ladoga, Onega, Vîgozero şi Beloe), artificiale (Rîbinsk pe Volga, Kubensk pe râul Suhona, Voje şi Lacia pe râul Onega), pe râuri (Volga, Svir, Neva) şi pe canale artificiale.

Lacurile prin potenţialul lor trofic alcătuiesc un mediu propice, sau nu, dezvoltării faunei acvatice şi în deosebi a celei piscicole, care a atras din cele mai vechi timpuri pe om. Este foarte greu să trecem în revistă aici atât diversitatea speciilor care trăiesc în lacuri, cât şi modul cum aceste resurse naturale sunt folosite de om, dar, evident, că locuitorii vechilor aşezări de pe malul lacului Titicaca din America de Sud, a lacurilor Texcoco ţi Atitlan din America Centrală, au avut ca îndeletnicire de bază pescuitul.

Dar nu numai în America de Sud sau centrală lacurile au constituit un obiectiv important în economia locurilor. În Europa Centrală şi Meridională, lacurile din câmpia germano-poloneză, cele din jurul Alpilor sau din peninsulele Italică şi Balcanică au fost folosite încă din antichitate pentru pescuit. Dacă pescuitul profesionist este practicat intensiv doar pe anumite lacuri, cel de amatori capătă o extindere tot mai mare în strânsă legătură cu turismul. Lacurile din zonele muntoase înalte, pe lângă utilizarea lor în hidroenergie, constituiesc importante puncte de atracţie în turism. Pe malul lor se întâlnesc cele mai multe cabane şi complexe turistice cum sunt cele din Alpi, Pirinei, Carpaţi etc.

5.13. LACURILE DIN ROMÂNIA

Pe teritoriul României, cu un relief variat, se găsesc numeroase tipuri de lacuri după originea depresiunii şi în toate unităţile geografice (de la lacurile de pe litoralul Mării Negre şi din Delta Dunării, la cele glaciare din etajul muntos, alpin). La lacurile naturale se asociază cele construite de om cu câteva secole în urmă (iazurile din Câmpia Moldovei, Câmpia Română şi Câmpia Transilvaniei), altele

de circa 3-4 decenii (lacurile de acumulare de interes hidroenergetic, alimentare cu apă, piscicol, agrement).

În ceea ce priveşte numărul şi suprafaţa totală a lacurilor, se constată o dinamică a acestor doi parametri, deoarece multe lacuri de luncă au dispărut prin îndiguire şi desecare, pe de o parte, altele au apărut pe arterele hidrografice, respectiv lacurile de acumulare antropice.

La nivelul anilor '70 s-a estimat cifra de 3.450 de lacuri, din care 1.150 (27%) erau antropice, însumând o suprafaţă de 2.620 km^2.

Deşi lacurile din România sunt mici ca dimensiuni, la sfârşitul Terţiarului şi în Cuaternar au existat o serie de lacuri mari în suprafaţă şi adânci, astăzi fiind scurse. Mişcările orogenice care au avut ca rezultat ridicarea arcului carpatic prin încreţirea depozitelor acumulate în mările existente, prăbuşirile altor zone marginale şi apariţia unor erupţii vulcanice (care au avut drept consecinţă individualizarea celui mai lung lanţ vulcanic din Europa) au închis între aceste culmi muntoase depresiuni adânci, ocupate de ape. Toate depresiunile din şiragul montan pe care de multe ori localnicii le numesc ţări ca: Făgăraş, Bârsei, Ciucului, Gheorghieni, Bilbor, Borsec, Dornelor şi încă altele, reprezintă urmele lacurilor de altădată (Villafranchian), scurse ulterior şi pe care le putem numi tectonice şi de baraj vulcanic. Suprafaţa lor netedă ca un şes, ce se poate vedea şi astăzi, fragmentat numai de reţeaua de râuri, nu constituie altceva decât fundul lacurilor de odinioară.

Pe fundul neted al acestor depresiuni se găsesc şi astăzi zone mlăştinoase, iar în interiorul lor se întâlnesc ochiuri mici de apă. Asemenea mlaştini, cu ochiuri mici de apă, se găsesc în depresiunea Ciucului în apropierea localităţii Ciceu, în cea a Gheorghienilor şi altele.

Revenind la tabloul actual al tipurilor genetice de lacuri, precizăm că la formarea lor au contribuit numeroşi factori, dar dintre toţi amintim, după extensiunea lor, pe cei mai importanţi: procesele fluviatile, climatul, acţiunea mării asupra ţărmului, varietatea petrografică a rocilor, mişcările verticale ale scoarţei, procesele eoliene, alunecările de teren şi altele.

Analizând o hartă specială a tipurilor genetice de lacuri din România (v. Atlasul geografic al României 1971 - 1979), cele mai multe dintre ele şi am putea spune că şi cele mai mari (excepţie face complexul Razim - Sinoe), sunt cele generate de reţeaua fluviatilă. Şi mai mult, aceste lacuri legate de râuri predomină în zona de câmpie datorită luncilor mai largi, debitelor mari şi unde se produc inundaţii frecvente.

În luncile principalelor râuri din zona de câmpie, inclusiv lunca şi Delta Dunării se găsesc cele mai multe lacuri din România. Numai în lunca Dunării, pe mai bine de 1.000 km era însoţită de la Drobeta-Turnu-Severin în aval de peste 800 de lacuri (Fântâna Banului, Maglavit, Bistreţu, Nedeia, Potelu, Suhaia, Greaca, Boianu-Sticleanu, Călăraşi, Şerbanul, Furtuna, Gorgova, Matiţa, Roşu, Puiu, Lumina, Dranov etc., multe dintre ele astăzi sunt desecate.

Şi în luncile altor râuri se găseau asemenea lacuri, cum ar fi cea a Jiului, Oltului, Argeşului, Ialomiţei, Buzăului, Siretului, Prutului etc.

Dar nu numai numărul lor apreciabil, ci şi varietatea formelor. Astfel se întâlneau, în lunci, fie lacuri întinse care atingeau câte 20 km lungime, 6 km lăţime,

74 km^2 în suprafață, cum au fost Potelu, Greaca, Brateș, fie lacuri înguste și lungi în formă de potcoavă, belciuge și alte forme.

Cele mai mari ocupă zonele mai joase din marginea externă a luncii fiind alimentate de apele din inundații, iar cele înguste și lungi reprezintă vechi cursuri sau meandre părăsite ale râurilor. Chiar și denumirea lor este semnificativă în acest sens: Belciug în Delta Dunării (cel mai adânc din această zonă, 9 m), Japșa Plopilor în Balta Brăilei, Siretul Stătător, la Ruptură în lunca Siretului, Prutețul în lunca Prutului.

Axate pe văile mai mici afluente ale râurilor, dar la a căror formare au participat în mod activ mișcările de basculă (eustatice), în deosebi cele de ridicare ale nivelului Mării Negre, sunt limanele fluviatile și cele marine. Aceste lacuri mărginesc luncile principalelor râuri din Câmpia Română și litoralul mării.

În aceste categorii menționăm lacurile: Mangalia, Techirghiol, Taşaul pe litoral, Amara, Buzău, Jirlău, Balta Albă pe Buzău, Strachina, Amara, Slobozia, Fundata, Snagov, Căldărușani pe Ialomița, Oltina, Mârleanu, Bugeac, Mostiștea, Gălățui pe Dunăre, lacuri deosebit de importante sub aspect piscicol, agrement.

Variațiile nivelului Mării Negre în Cuaternar au influențat atât litoralul mării, cât și Câmpia Română. Când nivelul mării se ridica inunda gurile acestor mici râuri, iar când cobora apele se retrăgeau. Numai așa au fost lărgite aceste văi mici la gurile lor, cum sunt cea a Mangaliei, Tatlageacului, Techirghiolului, Taşaulului, Babadagului, pe litoral, limanele fluviatile din perimetrul Câmpiei Române, menționate mai sus.

Tot la țărmul mării, pe lângă limanele marine, care sunt opera atât a rețelei hidrografice, cât și a mării, se găsesc lagunele. Acestea sunt golfuri marine barate de cordoanele litorale și izolate total sau parțial de acvatariul marin. În acest mod s-a format întregul complex lacustru Razim Sinoe, lacul Siutghiol, Mlaştina Mangaliei.

Climatul mai rece din Pleistocen, care a generat glaciația montană, eveniment geologic foarte important, a dus la formarea reliefului glaciar din care subliniem circurile și văile. În Carpații de pe teritoriul României ultimele două faze glaciare (Riss și Wurm) au afectat înălțimile de peste 1.800 m. În circurile și văile glaciare după topirea ghețarilor s-a adunat apa, formându-se lacurile glaciare, care în cele câteva masive (Rodnei, Căliman, Făgăraș, Parâng, Retezat etc.) depășeau numărul de 200, dintre care menționăm Lala Mare și Buhăescu în munții Rodnei, Bâlea, Capra, Podragu în Munții Făgăraș, Cîlcescu în Munții Parâng, Bucura, Zănoaga în Munții Retezat.

Tot în climatul glaciar, dar în zona periglaciară, s-au mai format și alte lacuri, denumite nivale, unde cuveta a luat naștere prin șlefuirea unor pante sau bazinete de către avanlanșele de zăpadă sau prin acțiunea de sufoziune a apei rezultată din topirea zăpezii exercitară asupra cuverturii de material, pe care persistă mai mult timp (lacul Vulturilor, Siriu).

Cu toate că în țara noastră se găsește cel mai lung lanț vulcanic din Europa, totuși menținerea intactă a craterelor capabile să acumuleze apa în ele nu a fost posibilă decât numai în extremitatea sud-estică a acestui lanț, unde de altfel se găsește și singurul loc de origine vulcanică Sfânta Ana, lângă Tușnad (discutabilă această origine).

Pe mozaicul rocilor ce alcătuiesc partea superficială a scoarței din România sunt prezente lacurile formate pe roci ușor solubile, cum ar fi pe calcare (Ighiu în Munții Apuseni, Zăton în Podișul Mehedinți), pe sare (Ursu, Sovata și altele mai mici la Ocna Sibiului, Ocna Dej, Ocna Mureș, Ocna Șugatag, Coștiui etc.), pe gips (lacul Învârtita, Nucșoara, Argeș), pe loess (Ianca, Plopu, Movila Miresii, Sărat, Brăila, Câmpia Română). Deși nu sunt considerate ca lacuri naturale, în relieful salifer menționat, cele mai multe lacuri sunt cele instalate în minele de sare părăsite. Fenomenul de heliotermie și salinitate conferă acestora un potențial balneoterapeutic deosebit.

În zona muntoasă și de dealuri prin procesele de surpare și alunecare se formează lacuri de baraj natural (Lacul Roșu, Bicaz, Bălătău, Vrancea), în relieful de alunecare. În această categorie menționăm lacuri în Câmpia Transilvaniei, în Subcarpații Transilvaniei, Lacul Rath (Porumbenii Mari), în Subcarpații Buzăului (Manta, Hânsarului), în depresiunea Petroșani (Tăul de la Paroșeni), în podișul Bârladului, al Sucevei etc.

Prin acțiunea eoliană, în relieful dintre dune, s-au format lacuri de mică extensiune atât în lunci, cât și pe câmpie. Astfel menționăm cele dintre dunele din Câmpia Nirului (astăzi asanate), între dunele de nisip de la reci (Depresiunea Bârsei), între dunele de la Apele Vii, Câmpia Romanați, în lunca Dunării, la Calafat Ciuperceni și Vânju Mare.

Omul, este acela care încă de mult, de când s-a așezat în câmpii și podișuri, a căutat să-și făurească singur lacuri, dacă natura a fost vitregă cu el. așa au început să apară iazurile în Câmpia Moldovei, adevărata patrie a iazurilor din România, în Câmpia Transilvaniei, Câmpia Română, și eleșteele pentru creșterea peștelui din Câmpia Tisei, Câmpia Română, Podișul Moldovei etc.

Sunt de menționat haiturile de pe cursurile unor ape mai mici de munte care au fost destul de mult folosite pentru transportul plutelor cu bușteni (Bistrița, Iara, Someșul Rece, Sebeș, Lotru, Argeș etc.).

Și alte lacuri au început să fie construite o dată cu dezvoltarea centrelor industriale cu scopul de a acumula apa pentru alimentarea fabricilor și populației (Baia Mare, Baia Sprie, Hunedoara, Reșița, Roșia Montană, Ocna de Fier, Dognecea).

După anul 1960, odată cu realizarea lacului Izvorul Muntelui - Bicaz pe Bistrița, numărul lacurilor de interes hidroenergetic s-a înmulțit, pe unele artere hidrografice cum sunt: Bistrița, Siret, Argeș, Olt, Someșul Mic, unde s-au realizat salbe de lacuri.

BIBLIOGRAFIE

Aladin, N.V., Filippov, A.A., Plotnikov, I.S., Orlova, M.I., Williams, W.D. (1998), *Changes in the structure and function of biological communities in the Aral Sea, with particular reference to the northern part (Small Aral Sea),* 1985–1994: A review. International Journal of Salt Lake Researc*h* 7: 301–343.

Alexe, M., Șerban, Gh., Fülöp-Nagy Jànoș (2006), *Lacurile sărate de la Sovata,* Ed.Casa Cărții de Știință,Cluj-Napoca.

Antonescu, C.S., (1963), *Biologia apelor*, Ed. Didactică și Pedagogică, București.

Asarin, A.E. (1997), *Ecology and hydraulic engineering problem of Caspian Sea level fluctuations.* Hydrotechnical Construction, Vol. 31. No. 11:645-654

Bogolovski, B.B., (1960), *Ozerovedenie*, Izdatelistvo Moskovscogo Universiteta.

Bourges, J., Cortes, J. and Salas, E. (1992). *Hydrological Potential.* În "Lake Titicaca a synthesis of limnological knowledge" (C. Dejoux and A. Iltis, eds), p. 523-538. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.

Breier, Ariadna., (1976), *Lacurile de pe litoralul românesc al Mării Negre*, Ed. Academiei RSR, Bucureşti. proxies for environmental change. Geophysical Research Letters 31: L04202.

Brețcan, P. (2007), *Complexul lacustru Razim-Sinoie. Studiu de limnologie.* Ed. Transversal: 330 p.

Brezeanu, GH., Simion-Gruiță, Alexandra, (2002), *Limnologie generală*, Ed. H.G.A., Bucureşti

Carpt. A., (1952), *Le milieu geographique et geophysique, Exploration hydrobiologique du Tanganyka (1946-1947)*, Resultates scientifiques, 3,3.

Cazenave, A., Bonnefond, P., Dominh, K. (1997) *Caspian sea level from Topex /Poseidon altimetry: level now falling*, Geophysical Research Letter, 24: 881-884

Chicherina, O.C., Leonov, A.V., Fashchuk, D.Ya. (2004), *Geographical and Ecological Characteristics of the Caspian Sea and Modern Tendencies in the Evolution of Its Ecosystem.* Water Resources, Vol. 31, No. 3: 271–289. Translated from Vodnye Resursy, Vol. 31, No. 3, 2004: 299–317.

Collet, L.W., (1925), *Les lacs, leur mode de formation, leurs eaux, leurs destin*, Gaston Doin (Editure), Paris: 320 p.

Cretaux, J.-F., Kouraev, A., Berge-Nguyen, M., Cazenave, A., Papa, F. (2005), *Satellite altimetry for monitoring lake level changes.* în vol. *H.* Vogtmann and N. Dobretsov (eds.), Transboundary Water Resources: Strategies for Regional Security and Ecological Stability: 141–146.

Delebecque A., (1898), *Les lacs français*. Paris, Chamerot et Renouard: 436 p.

Dukhovny, V., Umarov, P. (2005), *The Aral Sea Basin Initiatives,* în vol. 11`th World Lakes Conference Nairobi, Kenya, vol. I: 318-322

Dussart B., (1966), *Limnologie, l'étude des eaux continentales*, Paris, Gautier Villars, 677p., rééd. 1992, Paris, Boubée: 681 p.

Evans, M, Mohieldeen, Y. (2002) *Environmental change and livelihood strategies: the case of Lake Chad.* Geography 87(1): 3–13.

Forbes, S.A., (1887), *The lakes as a Microcosm*, Bull. Peoria III Sci. Assoc., Reprinted 1925 in Bull III Nat. Hist. Surv. 15.

Forel, F.A., *Le Leman: Monographie limnologique*, tome I, II, III, Lausanne, F. Rouge 1892, 1895, 1904.

Forel, F.A., (1901), *Handbuch der Seenkunde: allgemeine Limnologie*, Bibliothek geographische Handbucher, Stuttgart.

Gâștescu, P., (1960), *Câteva date asupra lacurilor din R.P. Ungară cu mențiune specială asupra Balatonului*, Rev Meteorologie, gospodărirea apelor, 1.

Gâștescu, P., (1965), *Asupra termenilor de lac și baltă,* Rev. Studii și Cercetări de Geografie, 2, București.

Gâștescu, P., (1969), *Lacurile pe Glob*, Editura Științifică, București.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Gâştescu, P., (1970), *Problemes concernant la typologie limnologique*, Rev. Roum. Geol. Geophys, Geographie, T. **14**.
Gâştescu, P., (1971), *Lacurile din România - limnologie regională*, Ed. Academiei R.S.R., Bucureşti.
Gâştescu, P., (1972), *Limnologia-ştiinţa de graniţă între geografie, hidrologie şi biologie,* Progresele ştiinţei, 3.
Gâştescu, P., (1998), *Limnologie şi Oceanografie*, Ed H.G.A. Bucureşti.
Gâştescu, P., (2000), *Dicţionar de limnologie*, ED. H.G.A. Bucreşti.
Gâştescu, P., (1979,2002, 2006,2008), *Lacurile Terrei*,Ed.Albatros, Ed. CD-Press, Bucureşti.
Gâştescu, P., (1973), *Artificial Lakes of Roumania,* în Vol. Man-made lakes-their problems and environmental effects, published by American Geophysical Union, Washington (în colaborare Ariadna Breier).
Gâştescu, P., (1973*), Some aspects of the hydric balance of lakes in the eastern roumania plain in the years 1956-1970,* publicat în Hidrological Sciences bulletin, nr. 3, vol. 18, London, (în colab. B. Driga).
Gâştescu, P., (1975), *Lacul Baikal*, în vol. II, *Lecturi geografice "Ţările Asiei"*, Soc. de Ştiinţe Geografice, Bucureşti.
Gâştescu, P., (1994), *Heliotermy a particularity of some lakes in Roumania*, Rev. Roum. De Geographie, t. 37, Bucureşti (în colab. Camelia Anghel).
Gâştescu, P., Driga, B., (1996), *Lacul de baraj antropic un ecosistem lacustru aparte*, Rev. Geografică, Institutul de Geografie nr. 2, Bucureşti.
Goldman C.R., Horne A.J., (1983), *Limnology.* Mc Graw-Hill, New York, 465 p.
Golubev, G.N. (1996), *Caspian and Aral Sea: Two different paths of environmental degradation.* Verb.Int.Ver.Limnol. 26: 159-166.
Guilcher, A., (1997), *Precis d`hydrologie.Marine et continentale*, Seconde edition, Masson, Paris, New York, Barcelone, Milan
Herdendorf C. E., (1990), *Distribution of the world's large lakes,* in Tilzer M. M. &Serruya C., Ed., Larges lakes, ecological structure and function. Berlin, Springer, 691 p. : 3-38.
Hutchinson, G.E., (1957), *A Treatise on limnology, vol I, Geography, Physics and Chemistry*, John Wiley and Sons, New York, 1015 p.
Hutchinson, G.E., Loffler, H., (1956), *The Termal Classification of Lakes,* în "Proc nat. Acad." 42, Washington.
Kalff, J. (2002), *Limnology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 592 p.
Klein, Z. 1965. *On the fluctuations of the level of the Dead Sea since the beginning of the 19th century,* revised ed. Isr. Hydrol. Serv. Pap. 7.
Lewis, W.M. Jr., (l983), *A revised classification of lakes based on mixing.* Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science 40: 1779-1787.
Lewis, W.M. Jr., (1987), *Tropical limnology*. Annual Review of Ecology and Systematics 18: 159-184.
Lewis, W.M. Jr., (1995), *Limnology, as seen by limnologists.* Water Resources Update 98: 4-8.
Martonne, Em. de., (1902), *La Valachie. Essai de monographie geographique*, Paris.
Mercier, F., Cazenave A., Maheu, C. (2002*), Interannual lake level fluctuations (1993-1999) in Africa from Topex-Poseidon: connections with*

BCU "MIHAIL KOGĂLNICEANU" UNIVERSITY LIBRARY

oceanatmosphere interactions over Indian Ocean, Global and Planetary Change, 32, 141-163

Micklin, P.P. (1998), *Desiccation of the Aral Sea: A water management disaster* in the Soviet Union. Science 241: 1170-1176.

Murgoci, G., (1907), *La plaine Roumaine et le Balta du Danube*, Congres Inter. du Petrole.

Nauman, E., (1931), *Limnologische Terminologie*, Wien.

Petterson, S., (1960), *Some weather influences due to warning of the Air by the Great Lakes in winter.* Great Lakes Res. Div. Proc. 4.

Piovano, E.L., Ariztegui, D., Damatto Moreira, S. (2002), *Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (Central Argentina): A sedimentary model for a highly variable saline lake.* Sedimentology, 49:1371-1384.

Pişota, I., (1971), *Lacurile glaciare din Carpaţii Meridionali*, Ed. Academiei RSR, Bucureşti.

Pişota, I., Zaharia, Liliana, (2002), Hidrologie (cap.limnologie). Ed. Universităţii din Bucureşti

Pourriot R., Meybeck M., (edit. 1995), *Limnologie générale,* Paris, Masson, 956 p.

Roche, M.A., Bourges, J., Cortes, J., Mattos, R. (1992) *Climatology and Hydrology of Lake Titicaca Basin.* In Dejoux, C. & Iltis a. (eds.), Lake Titicaca—A Synthesis of Limnological Knowledge. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 63–88.

Romanescu, Gh., (2000), *Limnologie şi Glaciologie*, partea I, *Limnologie*, Ed. Universităţii Suceava.

Rossolimo, L.L., (1953), *Ocerki po geografii vnutrenih vod S.S.S.R.*, Ucipedghiz, Moskva.

Sorocovschi,V.,(2003), *Hidrologia uscatului (cap.limnologie)*, partea I-II,Ed.Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca;

Şerban, Gh. (2007), *Lacurile de acumulare din bazinul superior al Someşului Mic : studiu hidrogeografic,* Edit. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 236 p.

Thienemann. A., (1926), *Der Nahrungskrieslauf,* in Wesser, Verh. Dtsch. Zool. Ges. 31.

Touchart L., (2000), *Les lacs, Origines et morphologie,* Paris, l'Harmattan, 209p.

Touchart L., (2002), *Limnologie physique et dynamique. Une géographie des lacs et des étangs,* Paris, L'Harmattan, 385 p.

Scheffer M., (1998), *Ecology of shallow lakes*, Dordrecht, Hardbound, rééd. 2004, 357 p.

Steinhorn, Ilana (1985), *The disappearance of the long term meromictic stratification of the Dead Sea*, Limnol. Oceanogr., 30(3): 451-472

Villwock, W. (1993), *Die Titicaca-See-Region auf dem Altiplano yon Peru und Bolivien und die Folgen eingeführter Fische für Wildarten und ihren Lebensraum.* Naturwissenschaften 80: 1–8.

Wetzel R.G., (2001), *Limnology. Lake and river ecosystems,* San Diego, Academic Press, 3e édition, 1006 p.

Yoshimura, S.A., (1936), *A Contribution to the knowledge of deep water of Japanese Lakes* (partea I Summer temperatures, part II Winter Temperatures), Japanese Journal Astr. Geophis.

Capitolul 6

OCEANOGRAFIE

6.1. OCEANUL PLANETAR. OBIECTUL OCEANOGRAFIEI. SCURT ISTORIC

6.1.1. Oceanul planetar

Potrivit definiției elaborate de Biroul Hidrografic Internațional în anul 1952, acceptată în prezent, *Oceanul Planetar reprezintă totalitatea oceanelor și mărilor de pe Terra* (World Ocean, Ocean Mondial, Weltmeer).

Oceanul Planetar se prezintă ca un sistem complex și dinamic care include patru subsisteme ce se interacționează activ: bazinul oceanic cu relieful, masa de apă, organismele marine și activitatea socio-economică.

Împreună cu atmosfera, Oceanul Planetar formează un cuplu care asigură menținerea vieții pe Pământ.

Oceanul Planetar ocupă o suprafață mai mare decât cea a continentelor. De 361 300 000 km^2 (71% din suprafața Terrei) de unde și denumirea de Planeta Albastră; cu un volum de apă de 1 360 000 000 km^3 care reprezintă 97% din cantitatea de apă a hidrosferei. Prin aceasta oceanul asigură echilibrul circulației apei în natură, ceea ce a făcut ca în ultimii 3 miliarde de ani, cantitatea de apă să rămână constantă. În apa Oceanului Planetar se găsesc 50 milioane de miliarde de tone de substanțe solide dizolvate, care ar putea acoperi planeta cu un strat gros de 166 m. acestea reprezintă materii prime de viitor pentru o serie de domenii economice. Organismele vegetale din apa Oceanului Planetar produc mai mult de jumătate din cantitatea de oxigen necesară vieții pe pământ, iar Oceanul Planetar absoarbe până la 50% din dioxidul de carbon din atmosferă.

Prin circulația maselor de apă se realizează un echilibru caloric între spațiile intertropicale și cele de la latitudini temperate si polare.

Se cunoaște că viața a apărut și evoluat în mediul oceanic, cu o biodiversitate actuală impresionantă, fiind cunoscute în prezent aproximativ 275 000 specii de plante și animale.

Pe o lungime de peste 360 000 km, cât reprezintă mediul costier, locuiesc peste 60% din populația Terrei, existând prognoze de creștere numerică a acesteia în viitor. Aici se dezvoltă majoritatea aglomerărilor urbane, a porturilor mari și stațiunilor turistice folosite în cura helio-marină și de odihnă.

Pe mările și oceanele Terrei se desfășoară ample transporturi navale.

Cu toate aceste dimensiuni și complexități, Oceanul Planetar este un sistem fragil și vulnerabil. Orice schimbare produsă la un anumit nivel poate produce

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

dereglări la nivelul întregului punând în pericol echilibrul planetei şi a existenţei omului.

Din această cauză se acordă o mare atenţie protecţiei Oceanului Planetar printr-o serie de acţiuni internaţionale de mare anvergură. Astfel, numai în ultimele două decenii, au avut loc o serie de manifestări internaţionale şi au fost elaborate o serie de documente importante. Dintre aceste putem enumera: elaborarea Agendei 21, în cadrul Conferinţei Naţiunilor Unite pentru Mediu şi Dezvoltare de la Rio de Janeiro (3-14 iunie 1992) unde capitolul 17 are ca obiect *„Protecţia oceanelor a tuturor categoriilor de mări, inclusiv cele semiînchise regiunile costiere precum şi protecţia, utilizarea raţională şi dezvoltarea resurselor lor vii"*.

În anul 1997 (septembrie) la Conferinţa Internaţională „Summit of the Sea" desfăşurată la St. John Newfoundland, Canada, a fost adoptată Carta Oceanului Planetar.

Anul 1998 a fost Anul Internaţional al Oceanului, ideea organizării avându-şi originea la cea de-a 17-a sesiune a comisiei Oceanografice Interguvernamentale din cadrul UNESCO (martie, 1993). Punctul culminant l-a constituit expoziţia mondială Expo`98 de la Lisabona, sub deviza: **Oceanele, moştenire pentru viitor**.

6.1.2. Obiectul oceanografiei

Pentru început trebuie făcute câteva precizări în legătură cu diferenţa dintre termenii de „**Oceanografie**" şi „**Oceanologie**". În acest caz diferenţierile sunt impuse fie de valoarea istorică fie de conceptul subiectiv al diferiţilor autori. Din punct de vedere istoric diferenţierile constau în faptul că, iniţial, fenomenele erau descrise şi nu analizate cauzal şi corelativ cu alte elemente ale geosferei din cauza cunoştinţelor reduse într-o anumită etapă istorică. Descriptivismul căpătând pe parcurs un sens nou, datorită acumulării de noi cunoştinţe în orice domeniu ştiinţific inclusiv în domeniul studiului Oceanului Planetar. Astfel că, majoritatea lucrărilor apărute încă din sec XX, sunt intitulate „**Oceanografie**" acestea analizând, în principal fenomenele din mediul oceanic, fără a se realiza o descriere detaliată a lor. Nu putem nega faptul că în unele lucrări, descrierea fenomenelor este mai amplă decât analiza şi explicarea lor. Acestea se datorează la două cauze obiective:

»prima, deoarece Oceanografia, ca oricare altă ştiinţă care se referă la mediul geografic apelează la cunoştinţe din alte domenii care pot explica un anumit fenomen maritim şi a doua se referă la o acumulare continuă a cunoştinţelor despre oceane, în timp. Însă, aceste cauze nu au putut fi reduse prin schimbarea titulaturii ci numai prin dezvoltarea şi intensificarea studiilor şi cercetărilor întreprinse.

Termenul de Oceanografie rezultă din cuvintele grecesti „**okeanos**" - ocean şi „**graphos**" descriere.

Dintre numeroasele definiţii ale Oceanografiei ne vom opri asupra a trei dintre acestea:

»*"Oceanografia este ştiinţa oceanului, deci a ansamblului tuturor legilor aplicabile la mare, deja descoperite sau în curs de descoperire, nu numai în domeniul chimiei sau fizicii, dar şi în al mecanicii, matematicii şi*

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

astronomiei;... oceanografia face efortul de a cunoaşte şi explica formele de relief submarine, natura, modul de distribuire, relaţiile cu stratele de sedimente, compoziţia chimică a apei, proprietăţile ei fizice, repartiţia căldurii, a sărurilor, a densităţii, a diferitelor gaze, a curenţilor... Oceanografia integrează toate rezultatele cercetărilor efectuate asupra Terrei" (M.J. Thoulet, 1890).

»„*Oceanografia este ştiinţa nelimitată despre Oceanul Planetar*" (UNESCO 1960).

»„*Oceanografia cercetează caracterele fundului bazinului oceanic si limitelor mării, ale apei de mare si ale organismelor care le populează*" (H.B. Bigelow, 1931).

Din definiţiile de mai sus reiese faptul că Oceanografia este o ştiinţă interdisciplinară, integrând un anumit mediu şi nu un singur element, apa.

În mod obişnuit cuprinde două ramuri importante, strâns legate între ele: Oceanografia fizică şi Oceanografia biologică.

Pe măsura dezvoltării cunoaşterii a apărut tendinţa de ramificare pe probleme care sunt abordate independent, devenind discipline strict specializate, cu caracter interdisciplinar în care se realizează conexiuni şi interacţiuni cu sistemele de bază.

6.1.3. Subdiviziunile oceanografiei

În funcţie de domeniile de preocupare, oceanografia poate fi împărţită în câteva subramuri şi anume:

»**geologia şi geofizica marină**, în care cercetările se referă la modul de formare a bazinelor marine (oceanice), a structurii litologice de fundament şi depozite de fund, a dinamicii structurilor (plăcilor tectonice), a manifestărilor seismice şi vulcanice, pe de o parte, şi a configuraţiei reliefului submarin, de la zona litorală la cea abisală, cu tot cortegiul de procese submarine şi subaeriene, pe de altă parte (la ţărm);

»**fizica marină (oceanografie fizică)**, care se ocupă cu proprietăţile fizice (temperatură, transparenţă, culoare) şi dinamice ale apei (valuri, curenţi, niveluri, maree etc.);

»**chimia marină (oceanografie chimică)**, are în atenţie compoziţia chimică a apei, a sărurilor precipitate şi, de ce nu, a compoziţiei chimice a resurselor minerale în asociere cu mineralogia marină;

»**biologia marină** (oceanografia biologică), un domeniu cuprinzător dacă avem în vedere gama extrem de largă a biodiversităţii marine şi că, aici, a fost şi începutul vieţii pe Terra;

»**economia marină (oceanografia economică)**, care are ca obiect studierea resurselor marine (minerale şi biologice) şi valorificarea lor, valorificarea energiei valurilor, mareelor, caracteristicile curenţilor, transportul marin etc.;

»**starea calităţii apei şi echilibrul ecologic (oceanografia ecologică)**, care se ocupă cu deteriorarea (poluarea) mediului marin şi dezechilibrele ecologice, inclusiv măsurile de depoluare şi redresare ecologică;

»**ingineria marină (oceanografia inginerească)**, se referă la tehnicile şi metodologia folosită în cercetarea, prospectarea, valorificarea şi restaurarea Oceanului Planetar;

»**geografia marină (oceanografia geografică)** am putea să o conturăm ca pe o ramură a oceanografiei care se ocupă cu integrarea rezultatelor din subramurile anterioare şi cu elaborarea sintezelor globale şi regionale (Fig. 6.1).

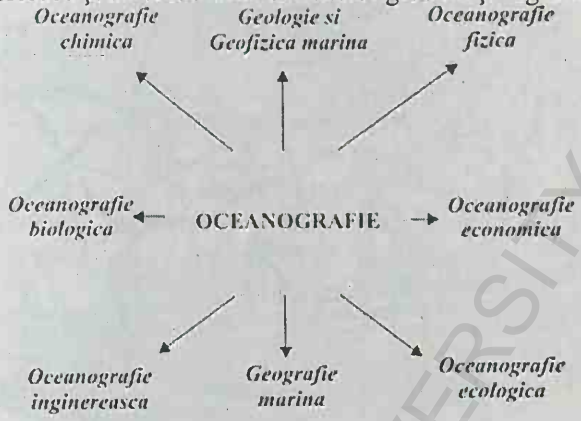


Fig. 6.1. Modelul diviziunilor oceanografiei

6.1.4. Scurt istoric al cunoaşterii şi cercetării oceanografice

Oceanografia ca ştiinţă este relativ tânără în raport cu alte ramuri ale geoştiinţelor, contactul şi confruntarea omului cu mediul marin se poate preciza în timp pe baza cunoştinţelor actuale.

Se presupune, oricum, că omul ca individ şi organizat incipient în colectivităţi, dacă a fost în apropierea oceanului (mării), şi această posibilitate se apropie de certitudine, evident că a folosit resursele acestuia pentru hrana şi cale de comunicaţie (pe apă). Antichitatea atesta prin scrieri, legende, mituri, că mediul marin a făcut parte din viaţa epocii.

O serie de opinii şi cunoştinţe sumare asupra mărilor apar încă din perioada antică, aparţinând civilizaţiilor greacă şi romană.

Dintre personalităţile lumii antice în a căror scrieri se fac referiri asupra unor elemente cu caracter oceanografic menţiona pe Herodot care redă schematic ţărmul Mării Negre şi gurilor de vărsare ale unor fluvii; Strabon care menţionează asemănările dintre relieful fundului mării şi cel terestru; Plinius cel Bătrân care descrie ţărmurile Mării Negre şi gurile de vărsare ale fluviului Istros (Dunărea); Erastotene care a calculat dimensiunile Pământului şi a indicat proporţiile dintre uscat şi ocean sau Homer care în poemele sale „*Iliada şi Odiseea*" îşi imaginea Pământul şi Oceanul (Okeanos) sub forma unui fluviu.

În perioada Evului Mediu se resimte un recul al ştiinţei, lumea arabă fiind cea care aduce un aport important la cunoştinţele acumulate în perioada antică prin utilizarea căilor maritime. Ca exponenţi importanţi, cu contribuţii în domeniul geografiei, putem menţiona pe Al Masudi care în lucrarea „*Comunicări şi*

observații" își exprimă ideile asupra sfericității Pământului și asupra proprietăților fizice ale apei marine și Al Idrisi care realizează un planisfer pe baza datelor lui Ptolemeu.

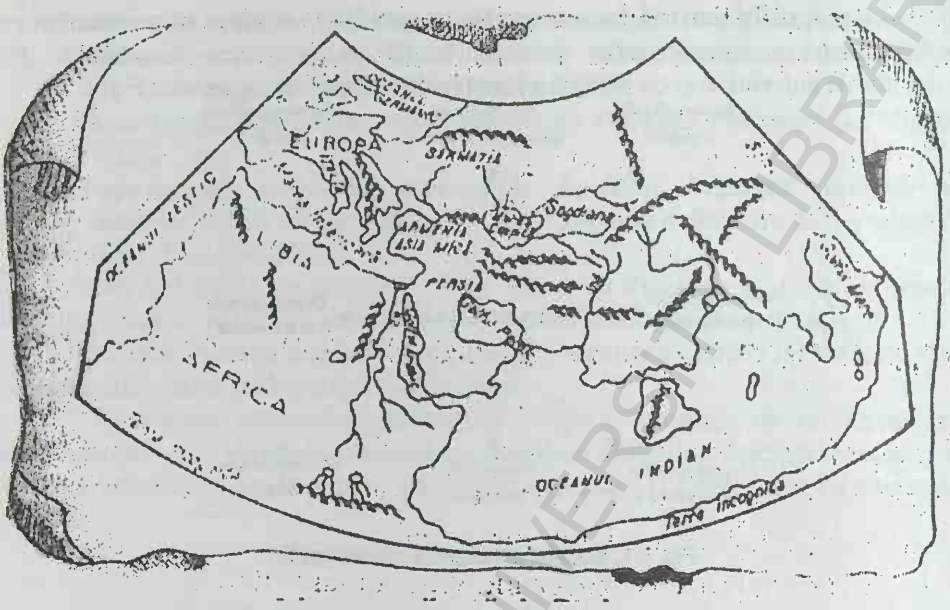


Fig. 6.2. Lumea văzută de Ptolemeu

Odată cu invenția busolei de către chinezi, preluată și de europeni, se impulsionează călătoriile și implicit apar noi descoperiri geografice.

Contribuții importante la cunoașterea oceanelor le au expedițiile întreprinse de Cristofor Columb,Vasco da Gama, Magelan, urmate de altele conduse de navigatori englezi, olandezi, ruși etc.

Anul 1650 este marcat de apariția lucrărilor lui Varenius „*Geographia Generalis*" în care este un capitol dedicat mărilor și oceanelor.

Primele expediții cu caracter științific au loc la sfârșitul sec al XVII-lea. Acestea s-au realizat de către Ferdinand de Marsigli în Marea Mediterană, iar rezultatele au fost publicate ulterior în lucrarea „*Istoria fizicii mării*" (1735).

Aceste experimente, expediții și teoria lui Isaac Newton asupra formării mareelor au conturat oceanografia ca știință la sfârșitul secolului al XVII-lea și începutul secolului al XVIII-lea.

Prin dezvoltarea economică de la sfârșitul secolului al XVIII-lea și începutul secolului al XIX-lea s-a impulsionat comerțul, acesta atrăgând după sine dezvoltarea navigației și necesitatea unei noi rute comerciale care a condus la realizarea a numeroase expediții, mai importante; menționăm pe cele conduse de James Cook, E. Bellinghausen, frații Lapteev, Celeuskin sau M.P. Lazarev.

Începând cu sfârșitul secolului al XIX-lea se pune un accent deosebit pe cunoașterea reliefului submarin din necesitatea amplasării de cabluri de comunicații intercontinentale (transatlantic, transpacific). Numeroase sondaje în Oceanul Atlantic le-au realizat navele americane „*Arctic*" și „*Cyclope*" (1856-1857), iar în Oceanul Pacific navele „*Tuscarera*" (1874-1876) și „*Albatros*".

Oceanele Pacific şi Indian mai sunt cercetate de navele germane „*Gazelle*" (1874-1876), „*Valdivia*" şi „*Meteor*" (1898-1899) dar şi de nava rusă „*Vitiaz*".

Marea Mânecii, Golful Gasconiei, marea Mediterană, Atlanticul central şi regiunile arctice sunt studiate şi de navele franceze „*Travailleur*" (1880-1882), „*Romanchie*" (1882-1883) şi „*Hirondalle I*" (1885).

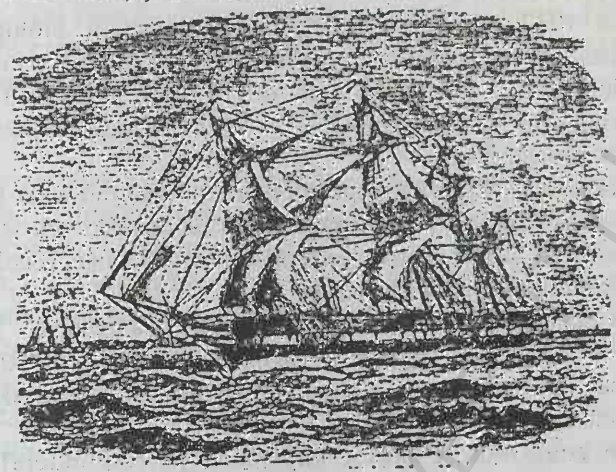


Fig. 6.3. Nava de cercetare Challenger

La cercetări oceanografice din Mărea Mediterana, Mărea Roşie şi Oceanului Pacific participă navele italiene „*Washington*" (1881-1885) şi „*Vittorica Pisani*" (1882-1885) şi austriacă „*Pola*" (1890-1896). Între anii 1872-1876, fregata engleză „*Challenger*" a parcurs peste 68 890 mile nautice iniţiind cercetări asupra mărilor adânci, rezultatele expediţiei fiind consemnate în 50 de volume (29.500 pagini). Un exemplar din aceste volume se gaseste la Muzeul „*Grigore Antipa*" din Bucureşti.

Sfârşitul secolului al XIX-lea şi începutul secolului al XX-lea se apreciază ca marchează începutul Oceanografiei moderne.

În această perioadă s-au întreprins numeroase expediţii în vederea cunoaşterii şi explorării zonelor polare de nord şi sud.

Dintre expediţiile realizate în zona arctică putem menţiona pe cele întreprinse de: Barents, Franklin, Hudson, Lapteev, Celeuskin şi Nansen care în 1895 a ajuns aproape de Polul Nord. Acesta din urmă realizând observaţii asupra temperaturii apei şi a legăturii care există între aceasta cu fenomenul de dichotermie şi deriva banchizei de gheaţă.

Între anii 1932-1937 in expediţiile din Oceanul Arctic O.I. Schimidt a organizat prima staţiune ştiinţifică „*Polul Nord I*". Zona Antarctiică este explorată, în această perioadă de către Weddel, Ross, Scott, Amundsen, expediţia vasului „*Belgica*" (1897-1899) la care a participat şi Emil Racoviţă.

Expediţiile oceanografice au vizat şi înconjurul lumii, studii valoroase fiind realizate de navele „*Vitiaz*" (1894-1895), „*Planet*" (1904-1909), „*Dana*" (1921-1923), „*Albatros*" (1947-1948).

O importanţă deosebită a avut-o expediţia vasului german „*Meteor*" (1925-1927), folosindu-se pentru prima dată sonda ultrasonică în studiile oceanografice.

Pe baza celor peste 70 000 de sondaje efectuate s-a întocmit harta batimetrică de detaliu a Atlanticului de Sud.

Curentul Golfului (Gulf Stream) a fost studiat pe tot parcursul său în cadrul unei expediții internaționale la care au participat SUA, Marea Britanie, Germania, Franța și Danemarca în 1939.

În anul 1942 apare lucrarea „Fizica, chimia și biologia generală a oceanelor" realizată de H.V. Sverdrup, M.W. Johnson și R.H. Fleming.

În perioada 1940-1945 cercetările oceanografice s-au axat pe dezvoltarea unor noi tehnologii pentru folosirea oceanului în scopuri militare, fapt care a stimulat cercetarea postbelică.

Cercetările oceanografice expediționare se reiau din anul 1947. Între anii 1947-1948 are loc o expediție suedeză a navei „*Albatros*" prin care se pune la punct un dispozitiv utilizat în recoltarea probelor de adâncime, recoltându-se probe din Oceanele: Atlantic, Pacific și Indian.

Din perioada anilor 1950-1952 se remarcă două expediții. Prima realizată de fregata „*Galathea*" care a explorat groapa Filipinelor până la 10 450 metri și a doua de către nava „Challenger II" care s-a preocupat, în special, de efectuarea de măsurători seismice pentru determinarea grosimii sedimentelor.

Până în anul 1960, expediții importante au fost întreprinse de navele americane „*Atlantis*" care a studiat Depresiunea Puerto Tico (9219 m) și Gulf Stream-ul și „*Caryn*" a realizat fotografii submarine și ridicări topografice.

Din perioada 1960-1970 putem menționa observațiile făcute de navele „*Calypso*" (1961) asupra radioactivității apei marine în Marea Roșie, Marea Mediterană, Golful Persic, Oceanul Pacific și Oceanul Atlantic; nava sovietică „*Vitiaz*" (1962) care a studiat Oceanul Pacific și nava americană „*Anton Brun*" (1965) ce a întreprins cercetări asupra Curentului rece Humboldt.

Începând cu anul 1970 cercetările oceanografice iau o amploare deosebită, fiind elaborate o serie de programe internaționale.

În afara expedițiilor navale un aport important l-au adus și cercetările realizate cu aparate submersibile. Prima scufundare s-a realizat lângă coastele Siciliei de către H. Edwards (1800-1803. Începând cu anul 1946 J.Y. Cousteau realizează scufundări până la 100 m în Marea Mediterană și Oceanul Atlantic.

Din anul 1964 Departamentul marinei americane organizează Programul de Cercetări Sealab I, Sealab II (19650, Sealab III (1966), continuat în cadrul expedițiilor Tektite I și II (1968).

Din 1972 Japonia inițiază programul de cercetări subacvatice „*Seatropia*" instalând o cabină de oțel la 300 m adâncime.

Pentru investigarea adâncurilor mari s-au construit batiscafe, mai târziu utilizându-se și submarinele.

Datorită faptului că studiile întreprinse, la început izolat de către diferiți cercetători și necesitatea ca acestea să fie corelate între ele s-a pus problema colaborării pe plan internațional. Această idee este destul de veche, amintind în acest sens, prima încercare prin constituirea la Roma, în anul 1879, a programului „*Anul Polar Internațional*" de către austriacul Weyprecht. Atunci au participat 11 state aducând o serie de date privind deriva ghețurilor din Oceanul Arctic, fenomene geomagnetice, etc., date publicate în 36 de volume.

La o distanță de 50 de ani (1932-1933) s-a organizat al doilea „An Polar Internațional" la care au participat 44 de state. Preocupările au vizat studiul curenților, măsurătorile batimetrice, probe de sedimente marine. Al treilea „An Polar Internațional" a avut loc în perioada 1957-1958 când cercetările s-au extins și asupra zonelor temperate și tropicale ale Oceanului Planetar, transformându-și denumirea în „Anul Geofizic Internațional" (A.G.I.). În cadrul AGI au participat 64 de state printre care și România. În anul 1960, sub egida O.N.U., s-a constituit „Comisia Oceanografică Internațională" (C.O.I.) care a inițiat o serie de programe internaționale, astfel încât cercetările oceanografice iau o amploare deosebită.

După anul 1970, când s-a inițiat „Deceniul Internațional al Explorării Oceanografice" de către C.O.I. se remarcă pe lângă o lărgire a cunoștințelor privind zonele abisale, resursele marine în scopul valorificării, interacțiunea ocean-atmosferă, poluarea și ocrotirea mediului marin.

Un aport important l-au avut manifestările științifice periodice din cadrul diferitelor conferințe și congrese internaționale organizate de către C.O.I. și UNESC în cadrul cărora s-au elaborat o serie de documente și programe importante.

Dintre acestea, de o mare importanță sunt cele elaborate în cadrul Conferinței Națiunilor Unite pentru mediu și dezvoltare de la Rio de Janeiro (13-14 iunie 1992) Agenda 21; Carta Oceanului Planetar adoptată la Conferința Internațională *„Summit of the Sea"* Canada - septembrie 1997); declararea anului 1998 ca An Internațional al Oceanului; programul TOPEX-POSEIDON pentru realizarea programului WOCE (World Ocean Circulation Experiment) și TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) în care tehnica de monitorizare prin altimetrie este esențială.

6.1.5. Metode, tehnici și instrumente de măsurare

Ca știință interdisciplinară, Oceanografia utilizează în cercetare atât metodele clasice generale precum: observația, comparația, descrierea, explicația și experimentul, cât și metode specifice folosite în geofizică, hidrofizică, hidrochimie, etc.

La baza cercetărilor oceanografice se situează metoda sistemului conceptual care include: **metoda carteziană, metoda istorică** și **metoda sintetică.**

Metoda carteziană este utilizată încă din antichitate și constă în descompunerea întregului în părțile sale componente, părți pe care le cercetăm cu cea mai mare atenție, până la cele mai mici detalii. Această metodă prezintă laturi negative și pozitive. Elementele negative constau în faptul că aplicarea teoriei reducționismului care presupune reducerea întregului la calitățile părților ceea ce din punct de vedere teoretic și filosofic conduce la erori grave cum ar fi fixismul și mecanicismul. Analizând părțile ei bune constatăm că această metodă își păstrează valabilitatea și în prezent.

Metoda istorică sau evoluționistă, în acest caz pentru a înțelege obiectul trebuie urmărită evoluția din timpurile cele mai îndepărtate. Se bazează pe teoria actualismului care presupune că tot ce se întâmplă în prezent reprezintă cheia trecutului. Ca impediment al acestei metode putem remarca ignorarea voită sau nu

a unor procese care pot fi accelerate la paroxism şi care rămân cunoscute drept catastrofe.

Metoda sistemică are un caracter voit, pleacă de la unitate la componente. Aceasta presupune existenţa unei ierarhizări în cadrul sistemului. Metoda se poate utiliza folosind trei metode de lucru:

»**metoda cutiei negre** când se pleacă de la ipoteze dar nu se cunosc alte informaţii;

»**metoda cutiei cenuşii**, se porneşte de la ipoteze iar în metodologie se introduc numai câteva elemente cunoscute;

»**metoda cutiei albe** când în afară de ipoteze avem şi suficiente informaţii despre fenomenul analizat.

Dintre cele trei metode doar ultima are rezultate de acurateţe informaţională.

Sistemul de măsurători utilizat în oceanografie provine din navigaţie, folosindu-se termeni anglo-saxoni. Ca unităţi de lungime se folosesc termenii de: milă marină (1 Mm=1852 m); Fathom - tipic marinăresc (reprezintă distanţa dintre vârfurile degetelor unui marinar cu mâinile întinse şi este egal cu 1,80 m;1 Ft= 6ft picioare); feet (picior)= 0,30 m; marca - care este echivalentul cu 1 feet (0,30 m); knot (nod)= 1 Mm/h se utilizează pentru măsurarea vitezei de deplasare a navei;

Studiile oceanografice se pot clasifica în două grupe:

»**prima** se referă la măsurătorile şi observaţiile realizate pe loc cu o aparatură adecvată;

»**a doua** când se realizează observaţii şi determinări în laborator pe baza mostrelor colectate expediţionar.

Cele mai complexe observaţii directe se realizează cu ajutorul navelor oceanografice şi a sateliţilor geostaţionari. Navele oceanografice dotate cu aparatura necesară, laboratoare şi instalaţii NiFix care permit o poziţionare longitudinală şi latitudinală extrem de precisă se pot deplasa cu uşurinţă în diferite zone ale Oceanului Planetar. Acestea se deosebesc de navele obişnuite prin dimensiunile lor, cu un tonaj cuprins între 100 tone şi 10 000 tone.

O navă oceanografică trebuie să fie dotată, în afară de aparatură ştiinţifică şi cu un troliu care să permită lansarea de aparatură peste bord în scopul efectuării de sondaje şi măsurători la diferite adâncimi. Cu ajutorul navelor oceanografice se pot întocmi hărţi batimetrice, profile costiere, se determină elemente privind dinamica apei marine, proprietăţile fizico-chimice ale acestora, se măsoară câmpul magnetic, structura şi suprafaţa crustei oceanice etc.

Pentru întocmirea **hărţilor batimetrice** se foloseşte *sondarea directă sau mecanică şi sondarea acustică.*

Sondarea mecanică este metoda veche care se bazează pe lansarea de la bordul navei a unui cablu mecanic din oţel răsucit antrenat de o greutate destul de mare (ajungând până la 1000 kg). Cablul este montat pe o instalaţie vinci sau grui dotat cu o rotiţă pe care circulă cablul. Rotiţa este angrenată la un aparat cu trei cadre gen ceas cu diviziuni pe care se pot citi sute, zeci şi metri. Este aplicabilă doar în domeniul şelfului continental. În principiu, s-a renunţat la acest tip de sondaj încă din anul 1925 când pe nava „*Meteor*" s-a introdus sistemul de sondare acustică ecolot.

Principiul de funcționare al **sondajului acustic** constă în faptul că la bordul navei se află un emițător care emite unde sonore către fund, acestea după ce ating fundul marin se reflectă spre navă și sunt captate de un receptor. Între emițător și receptor se află un înregistrator format dintr-un compartiment electronic și doi tamburi metalici pe care circulă hârtia de înregistrare imprimată pe verso cu grafit. Pe unul din tamburi se găsesc 100 de ace, fiecare cu contact propriu care acționează asupra hârtiei. La sfârșit se obține o ecogramă a fundului marin rezultat din jocul acelor care acționează la impulsurile primite de receptori. În paralel cu blocul de înregistrare există un afișaj electronic care menționează adâncimea la un interval de timp stabilit. În funcție de adâncimea stabilită, un difuzor conectat la aparat emite un semnal avertizor sonor. Aparatul se alimentează la 24 V și permite obținerea de profile pe o distanță de 20-30 mile marine.

În ceea ce privește realizarea de **profile batimetrice** există trei metode, poziționarea profilului fiind foarte importantă. Primele două metode se pot realiza cu ajutorul navelor oceanografice iar cea de-a treia prin intermediul sateliților geostaționari.

O primă metodă de realizare a profilului constă în determinarea acestuia cu ajutorul **sextantului**, o metodă clasică. Acesta este un aparat ce măsoară unghiul pe care-l formează Soarele cu orizontul. Determină poziția în longitudine și latitudine în grade, minute și secunde iar punctele se amplasează pe o hartă de navigație. Prezintă inconvenientul că este o metodă laborioasă.

A doua metodă este cea **NiFix**, în zona costieră sunt amplasați emițători care emit radiații captate în larg de către captatori. Aceasta este utilizată pentru zone mici, de cel mult 50 mile marine.

Ultima metodă utilizată este NiFix satelitar care presupune amplasarea de emițători și receptori la bordul unui satelit geostaționar. Reprezintă o tehnică de vârf. La realizarea unui profil se înregistrează o serie de cote ale adâncimii, se efectuează un număr suficient de mare de profile pentru anumite echidistanțe, pe care se marchează adâncimile. După ce spațiul de cercetare este analizat se unesc punctele cu aceeași adâncime rezultând o serie de izobate care arată modul de dezvoltare al adâncimilor, panta reliefului și căderea acestuia, formele de relief etc.

În afară de determinarea adâncimilor, măsurători și observații se realizează și asupra dinamicii apei, proprietăților fizico-chimice, sedimente etc. pentru determinarea și măsurarea **vitezei și direcției curenților** se utilizează curentometre dar și procedeele clasice de lansare a flotorilor care sunt apoi urmăriți. În cazul analizei **curenților de adâncime** se folosesc flotori Swallow care sunt urmăriți cu ajutorul hidroflotoarelor.

Pentru determinarea **temperaturii** apei se folosesc termometre cu recipiente pentru diferite adâncimi, termometre reversibile și batitermografele. Cele din urmă sunt aparate care determină temperatura instantaneu pe profile până la adâncimi de 150-300 m. Se folosesc și termobatigrafe care determină datele prin telemetrie.

În ultimul timp se folosesc metode de citire a temperaturii din avion și din satelit pe baza emisiei de radiații calorice și infraroșii ale mediului acvatic.

Pentru determinarea salinității se folosesc butelii tip Nansen sau Petterson care colectează volume de apă suficiente pentru analize de laborator. De asemenea se utilizează tehnicile satelitare.

În ceea ce priveşte cercetările asupra biomasei acvatice se folosesc pentru prelevări plase planctonice, fileuri dar şi observaţiile din submersibile, de scafandri autonomi şi din satelit.

Pentru determinarea tipurilor de **sedimente** se folosesc mai multe metode prin care se colectează probe de la diferite adâncimi cu ajutorul greiferelor, tuburilor carotiere sau a dispozitivelor de dragare.

Fundamentul Oceanului Planetar se studiază şi din punct de vedere geofizic pentru determinarea câmpului magnetic, a suprafeţei şi structurii crustei oceanice etc. În acest sens se folosesc metode seismometrice de refracţie şi reflecţie.

Fundamentul oceanic este alcătuit din cel puţin trei strate: unul superior din sedimente neconsolidate, unul median sedimentar aflat în stadiu de litogeneză şi al treilea bazal, foarte dur, din roci primare (bazaltice).

Principiul de funcţionare al metodei seismoacustice de refracţie constă în receptarea diferenţiată a undelor generate de o explozie. Undele rezultate în urma exploziei se refractă pe fundul mării fiind recepţionate de hidrofoane amplasate pe geamanduri dotate cu o antenă de emisie.

Navele se deplasează pe o distanţă de 6-25 mile şi amplasează încărcătura de trotil. În urma exploziei încărcăturilor rezultă o serie de unde seismice acre se refractă şi sunt înregistrate prin intermediul unui sistem asemănător cu cel întâlnit la ecolot. Undele captate sunt diferenţiate în timp datorită vitezelor de refacţie diferite rezultând în final o diagramă în care apare profilul fundului şi situaţia stratelor de sub acesta, inclusiv structura de detaliu a sedimentelor. Interpretarea acestor informaţii permite descifrarea evoluţiei zonei respective.

Metoda reflexiei este identică cu deosebirea că în acest caz are loc un proces de reflexie în cele trei strate componente ale fundului marin. În funcţie de viteza de recepţie se obţine aceeaşi imagine dar cu avantajul că profilele sunt continui putându-se obţine şi profile tridimensionale.

Cu toată dezvoltarea tehnică şi a posibilităţilor de colectare, stocare şi prelucrare a informaţiilor despre oceane şi mări nu s-a putut rezolva încă problema continuităţii observaţiilor într-o reţea de puncte stabile. Aceasta se datorează dificultăţilor tehnice de amplasare a unor staţii în plin ocean, fiind compensate de observaţiile satelitare.

În ultimele decenii oceanografia a devenit o ramură a ştiinţelor care utilizează din ce în ce mai mult informaţiile din spaţiul extraterestru generate de *sateliţii geostaţionari* care permit realizarea de observaţii globale asupra mediului terestru şi marin.

Datele culese de aceştia au permis o evoluţie rapidă a cunoştinţelor despre procesele şi fenomenele din mediul oceanic şi costier. Pe baza lor se pot realiza simulări şi prognoze privind distribuţia şi dezvoltarea unor procese şi fenomene la nivelul mediului oceanic.

Astfel de studii se realizează în cadrul centrelor de studii spaţiale din S.U.A., Franţa, Japonia etc.

O contribuţie importantă în cunoaşterea mărilor şi oceanelor o au şi centrele sau institutele de cercetări de pe uscat. Acestea realizează analize şi studii asupra probelor culese expediţionar, prelucrează datele satelitare şi numerice, efectuează studii de sinteză şi de caz etc. dintre cele mai importante institute şi

baze oceanografice le putem menționa pe cele din S.U.A. (*Woods Hole Institute pe țărmul Atlanticului și Scripps Institution of Oceanography pe țărmul Pacificului*), Marea Britanie (*National Institute of Oceanography- Surray*) Germania (*Institutul Hidrografic German cu locații la Hamburg și Kiel*), Franța (*Institutul de Oceanografie de la Paris*), Federația Rusă (*Institutul Oceanografic al Academiei de Științe*).

În România investigațiile oceanografice se fac în legătură cu portul Constanța (a doua jumătate a secolului al XIX-lea), deschiderea căii navigabile maritime pe Dunăre până la Brăila (înființarea Comisiei Europene a Dunării în 1856).

Cercetările întreprinse de **Gr. Antipa** și elaborarea *Monografiei Mării Negre*, înființarea **Stațiunii de Cercetări Marine** în 1926 de către I. Borcea la Agigea (Stațiunea Zoologică), a **Institutului Biooceanografic** de către Gr. Antipa în 1931 la Constanța, sunt etape și instituții prin care cercetarea marină românească se face remarcată (in prezent **Institutul Național de Cercetări Marine „Grigore Antipa**).

În 1970 s-a înființat Institutul Român de Cercetări Marine, iar în 1994 Centrul de Geologie și Geoecologie Marină (în prezent **Institutul Național de Cercetare-Dezvoltare pentru geologie si geoecologie marina „GEOECOMAR"**) ambele cu sediul la Constanța.

Evident că în afara acestor instituții care au desfășurat cercetări marine complexe, investigații au mai fost făcute și de alte colective specializate din țară.

6.2. COMPONENTELE OCEANULUI PLANETAR

6.2.1. Dimensiuni și diviziuni ale Oceanului Planetar

În ceea ce privește dimensiunile, respectiv suprafața, volumul, adâncimea medie și maximă, acestea diferă în funcție de sursa bibliografică și criteriul adoptat de autorul care a elaborat lucrarea.

Totuși, la scara Oceanului Planetar, diferențele reprezintă câteva procente. Printre lucrările luate în considerare în această problemă menționăm *World water balance and water resources of the Earth*, 1978, Moscova, *Oceanele și mările Terrei*, 1980, București, Introducere în Oceanografie, New York 1970.

În cazul de față vom prelua datele din World water balance and water resources of the Earth. În acest context menționăm că suprafața Oceanului Planetar este de 361 070 000 km², cu un volum de 1 362 455 000 km³, o adâncime medie de 3800 m și maximă de 11516 m în Oceanul Pacific (Tab. 6.1.).

Față de datele menționate în tabelele de mai sus, rezultă că din suprafața totală a Terrei de 510 600 000 km^2 Oceanul Planetar ocupă **71%**, iar uscatul **29%** (149 400 000 km^2).

Repartiția uscatului și apei pe cele două emisfere se prezintă astfel: emisfera nordică este acoperită cu apă în proporție de **61%** (respectiv **39 %** uscat), iar emisfera sudică deține **76 %** suprafață acvatică (respectiv **24%** uscat).

Tabelul 6.1. Date morfometrice asupra oceanelor

Denumirea Oceanului	Suprafata (km^2)	Volumul (km^3)	Adancimea medie (m)	Adancimea maxima (m)
Oceanul Pacific	179 710 000	723 710 000	4 028	11 516
Oceanul Atlantic	91 655 000	330 100 000	3 627	9 219
Oceanul Indian	74 917 000	219 945 000	3 897	7 437
Oceanul Inghetat de Nord (Arctic)	14 788 000	16 700 000	1 131	5 449
Oceanul Planetar	361 070 000	1 362 455 000	3 800	-

Dacă facem o diferențiere între bazinele oceanice propriu-zise şi marile aferente (mediterane, marginale), constatăm că acestea se diferențiază (Tab. 6.2).

Tabelul 6.2. Date morfometrice asupra mărilor*

Denumirea unitatii acvatice	Suprafata (km^2)	Volumul (km^3)	Adancimea medie (m)
Oceane	321 130 000	1 322 190 000	4 117
Mediterane	31 840 000	41 060 000	1 289
Mari marginale	8 070 000	7 050 000	874
Oceanul Planetar	361 059 000	1 370 323 000	3 795

*După E. Vespremeanu Oceanografie, vol. I, 1992.

Datorită acestei repartiții a uscatului şi apei pe cele două emisfere se mai spune ca emisfera nordică este emisfera continentală, iar emisfera sudică, emisfera oceanică.

Încercând să caracterizeze şi să determine polii opuşi, continental şi oceanic, Alphonse Berget de la Institutul Oceanografic al Franței, în deceniul al treilea al secolului XX a determinat şi precizat că polul continental s-ar situa la nord de estuarul Loarei într-o mică insulă (Dumet), iar polul oceanic în sud-estul Noii Zeelande.

Față de diviziunile oceanice consemnate în tabelul 2.1, în unele lucrări mai vechi, reluate şi recent, se consemnează şi Oceanul Înghețat de Sud (Oceanul Austral sau Arctic), format din părțile sudice ale Oceanelor Pacific, Atlantic şi Indian, între latitudinea sudică de 60° şi țărmurile Antarcticei.

Această delimitare a Oceanului Înghețat de Sud se poate face mai mult pe baza caracteristicilor hidrofizice şi mai puțin pe cea morfologică, adică pe existența unui bazin ca atare.

În cazul Oceanului Înghețat de Nord (Arctic) au existat opinii că ar trebui redistribuit, respectiv să fie considerat ca o prelungire a Oceanului Atlantic către Polul Nord, dar acesta, spre deosebire de cel din Sud, are un bazin oceanic delimitat sub aspect morfologic.

6.2.2. Tipurile de mari componente ale Oceanului Planetar

În privința mărilor incluse în Oceanul Planetar, există multe criterii și clasificări, în primul rând în funcție de poziția geografică, de geneza depresiunii marine, de temperatura apei.

După **poziția geografică** se disting:

»**mări mediteraneene** situate între continente, unele cu legături limitate (strâmtori), cum ar fi Marea Mediterană (Romanică), Marea Roșie, Golful Persic, și altele cu deschidere mare la ocean, delimitarea făcându-se prin arcuri insulare, Mediterana Americană sau Marea Caraibilor la care se mai include și Golful Mexic, Mediterana Asiatică în care includem Marea Java, Marea Timor, Marea Sulawesi, Marea Arafura și Marea Coralilor situate între Australia și insulele Noua Guinee, Sumatera, Java, Kalimantan, Sulawesi etc.; în unele lucrări se includ în acest tip de mări și Oceanul Arctic, Marea Baltică, Golful Hudson. Considerăm, că trebuie să rămânem la acele bazine marine situate la latitudini mici și mijlocii care au anumite trăsături climatice și hidrologice similare, pe lângă cele morfologice (situate între continente). De altfel termenul de mediterană vine de la aceasta poziție geografică, mijlocie, care, evident poate fi interpretată și ca mijloc de legatura între alte unități continentale la alte latitudini.

Dar, în literatura hidrologică, climatologică, în special, și geografică în general, noțiunea de mediteran reprezintă un climat, un regim hidrologic, o zona geografică cu treceri de la tropical la temperat.

Pentru adâncirea acestor aspecte se recomandă, pe lângă lucrările geografice mari și lucrarea Mediteranele Globului de Mihai Iancu, Editura Litera, București, 1981.

»**mări marginale** situate, așa cum reiese și din denumire, la marginea oceanelor, dar și a continentelor, care au o mai mare deschidere spre Oceanul Planetar. În unele lucrări acestea se mai împart în mări țărmuriene și mări bordiere (marginale), dar nu considerăm că trebuie să facem aceste diferențieri. În această categorie includem multe bazine marine și anume: Marea Labradorului, Marea Norvegiei, Marea Groenlandei, Marea Scoției, Marea Weddell, Marea Nordului, Marea Islandei, Marea Baffin în Oceanul Atlantic; Marea Arabiei, Golful Bengal în Oceanul Indian; Marea Bering, Marea Ohotsk, Marea Japoniei, Marea Chinei de Est (Galbenă), Marea Chinei de Sud, Marea Fiji, Marea Tasman, Marea Bellinghausen, Marea Amundsen, Marea Roosevelt, Marea Ross în Oceanul Pacific; Marea Beaufort, Marea Ciukcilor, Marea Siberiei de Est, Marea Laptev, Marea Kara, Marea Barents, Marea Albă, Marea Lincoln în Oceanul Arctic;

»**mări interioare**, situate în interiorul continentelor cum ar fi Marea Neagră, Marea Baltică, Marea de Marmara, Marea Egee și în egală măsură ar putea fi incluse chiar Marea Mediterană, Marea Roșie, dacă acestea n-ar fi fost diferențiate prin criteriul amintit mai sus.

Dacă luăm în considerație **criteriul genetic al bazinului marin** distingem:

»**mări epicontinentale**, situate pe platforma continentală, la marginea continentelor și care s-au format prin transgresiune marină. Acestea au, cu unele excepții, de regulă adâncimi mici, până la 200 m. În această categorie menționăm Marea Baltică, Marea Nordului, Marea Irlandei, Marea Mânecii, Golful Hudson, în

Oceanul Atlantic; Marea Chinei de Est (Galbenă) în Oceanul Pacific; Marea Ciukcilor, Marea Albă în Oceanul Arctic;

»**mări tectonice**, formate prin prăbuşiri tectonice şi care au adâncimi mari, aici incluzând multe bazine marine dintre care menţionăm Marea Neagră, Marea Mediterană, Marea Roşie, Marea Caraibelor, toate mările componente ale Mediteranei Asiatice (Indoneziene) etc.

După cum s-a amintit, se mai pot clasifica mările după zonele geografice (climatice): polare, subpolare, temperate, intertropicale.

6.3. ORIGINEA, STRUCTURA ŞI EVOLUŢIA BAZINELOR OCEANICE

Primele idei privind configuraţia oceanelor şi a continentelor care le delimitează aparţin lui Alexander von Humboldt (1769-1859), care a remarcat asemănarea ţărmurilor Americii de Sud cu cele ale Africii şi deci cele două continente s-au separat şi îndepărtat unul de altul.

În anul 1888, un remarcabil geolog austriac, **Eduard Suess**, a emis ipoteza că iniţial a existat un singur continent care ulterior s-a rupt în mai multe părţi.

Îmbinând cele două ipoteze în 1912, germanul **Alfred Wegener** emite **ipoteza derivei (translaţiei) continentelor**. În esenţă, teoria lui Wegener este următoarea: continentul unic numit Pangeea, care era înconjurat de un singur ocean (**Panthalassa**), s-a fragmentat cu circa 300 milioane ani în urmă în mai multe blocuri rigide **sialice** care au alunecat (deplasat) pe substratul vâscos, sima. Deriva acestor continente a fost foarte activă în partea ecuatorial-sudică, iar părţile din America de Sud, Africa, India şi Australia reprezintă astfel de blocuri ale Pangeei (Fig. 6.4.).

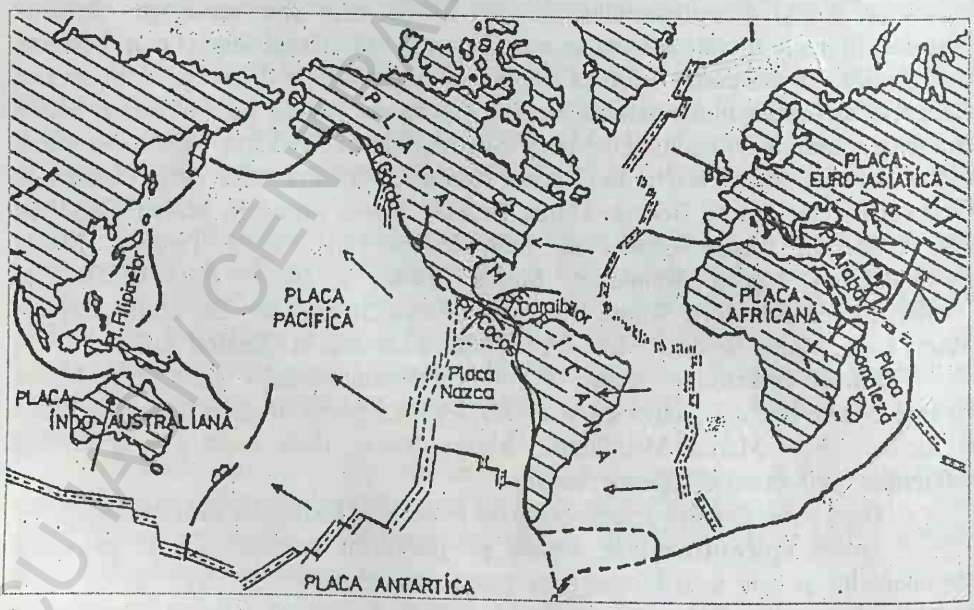


Fig. 6.4. Harta plăcilor tectonice

În 1937, geologul sud-african **A. L. du Toit**, pe baza structurii şi stratigrafiei blocurilor sus menţionate şi care ar fi aparţinut supercontinentului sudic Gondwana, atribuie deplasarea acestora curenţilor de convecţie subcrustali.

În anul 1961, geologul american **R. S. Dietz** şi în 1962, concetăţeanul acestuia, **H.H. Hess**, emit **ipoteza expansiunii fundului oceanic** pe baza analizei dorsalei (crestei submarine) atlantice, care prin energia şi masa degajată produce o expansiune a fundului şi distanţarea continentelor. Aşa se explică masa de roci bazaltice în dorsală, lipsa sedimentelor marine, prin acest proces de ridicare (**upwelling**) şi coborâre a fundului spre extremităţi (**downwelling**).

Ceva mai târziu, originea şi evoluţia oceanelor şi continentelor, preluând din cele două ipoteze anterioare, este explicată prin ipoteza **tectonicii globale** prin care se presupune că scoarţa terestră este împărţită în 6 plăci majore; pacifică, indo-australiană, antarctică, americană, africană şi euroasiatică (Morgan, 1968). Plăcile sunt delimitate de rifturile dorsalelor medio-oceanice şi de fose. În ultimele decenii ale secolului al XX-lea s-au identificat 20 de placi de diferite ordine care se deplasează ca blocuri rigide provocând fracturi, fose, pe fundul oceanelor.

Structura globului pământesc şi a fundului oceanic a fost determinată prin prospecţiuni seismice bazate pe refracţie şi reflexie, respectiv a vitezei de propagare a undelor seismice provocate de explozii artificiale în scoarţa continentală.

Scoarţa continentală se diferenţiază în trei pături cu grosimi diferite: prima de 15-20 km este sedimentară, a doua de 17 km granitică şi a treia de 10-20 km bazaltică sau strat oceanic. Urmează sub cele trei pături ale scoarţei continentale discontinuitatea Mohorovici (Moho) sub care începe mantaua.

Crusta continentală are o grosime de cca. 35 km, iar crusta oceanică de cca. 11 km, inclusiv pătura de apă de 4,5 km grosime medie.

Deci, crusta continentală este granitică, iar crusta oceanică este bazaltică, această diferenţiere determinând ideea a două domenii diferite de formare.

6.3.1. Originea apei în oceane

Configuraţia oceanelor a suferit modificări în decursul celor 3 miliarde de ani, moment în care crusta terestră s-a solidificat, producându-se rupturi în care a început să se acumuleze apa.

În ceea ce priveşte **proveniența** apei în oceane, până în prezent sunt luate în consideraţie trei ipoteze şi anume:

1. prin **condensare** din atmosfera primordială a Terrei;
2. din **descompunerea rocilor vulcanice**;
3. prin **acumularea** apei în decursul istoriei geologice a planetei.

Dacă prima ipoteză ar fi reală, atunci în apa oceanică ar trebui să se găsească componenţii originari ai atmosferei şi în cantităţi mari, nu în proporţiile actuale, cum ar fi neonul, argonul.

În privinţa celei de a doua ipoteze, se consideră că în procesul de consolidare a pământului, deci a rocilor vulcanice apa legată chimic în acestea a fost eliberată formând apa oceanică. Deoarece aceste roci conţin 5% apă, nu se poate ajunge decât la 50% din volumul actual al apei oceanice în condiţiile în care

s-ar elibera toată apa din rocile vulcanice ale crustei terestre. Dar, o parte din cationii apei oceanice, Na, Mg, Ca, Zn, ar proveni din aceste roci vulcanice.

Se pare că cea de-a treia ipoteză a proveniență apei este mult mai acceptată, în sensul că în decursul timpului, lent, activitatea vulcanică, izvoarele termale și încălzirea rocilor intrusive au furnizat apa acumulată în oceane.

Numeroasele elemente conținute în apa oceanică a provin în urma proceselor fizice și chimice care au loc la interfața apă-atmosferă, apă-biosferă, apă-sedimente.

6.3.2. Originea vieții

Referitor la **originea vieții, L. Miller**, în 1963, a menționat câteva ipoteze și anume:

1) a apărut în urma unui eveniment supranatural;
2) provine din spațiul exterior;
3) a apărut în urma unui eveniment improbabil;
4) a apărut în oceanul inițial, ca urmare a întrunirii condițiilor favorabile.

Ultima ipoteză, că oceanul este locul de naștere al primelor forme de viață, este acceptată de cei mai mulți oameni de știință.

Prin experiențe de laborator s-a demonstrat că prin descărcări electrice într-o soluție de apă, amoniac și metan (compuși ce se găseau în apa oceanului primar), se formează amino-acizi și alți compuși organici, acoperind-o cu o supă organică, dar care nu este de natură biologică.

Modul și momentul în care moleculele organice au produs organisme este încă necunoscut.

6.4. CONFIGURAȚIA FUNDULUI OCEANIC (MARIN)

Sub aspect morfohidrografic, în care se ia în considerare adâncimea apei, poziția, depozitele și structura de fundament, fundul oceanic se poate divide în zona de margine și bazinul oceanic.

În zona de margine se include coasta și linia de țărm, platforma continentală, panta continentală (povârnișul continental), piemontul oceanic.

6.4.1. Zona de margine

Coasta și linia de țărm

Prin linia de țărm se definește contactul dintre apă și uscat, care variază ca poziție în funcție de nivel, valuri, maree. Coasta marină constituie, deja, mediul terestru din apropiere și care este reprezentat prin: faleze, plaje, terase marine, dar care și acestea pot fi acoperite de apă (îndeosebi plajele) în funcție de nivelul apei, de maree (flux) (Fig. 6.5.).

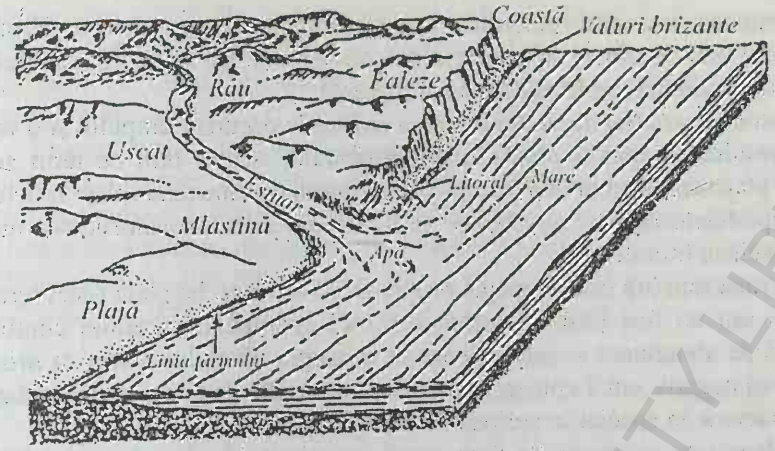


Fig. 6.5. Blocdiagramă cu unele elemente ale zonei de coastă

În ultima perioadă, prin zona de coastă (coastal zone), se defineşte un spaţiu ceva mai extins atât în mediul marin, cât şi în cel terestru, spaţiu influenţat reciproc, indirect de cele două medii şi care constituie, din punct de vedere geografic (populaţie, aşezări umane, activităţi economice), obiect de cercetare şi management.

F.P. Shepard în 1963 distinge două categorii de coastă şi linie de ţărm: primare şi secundare. Coastele şi respectiv liniile de ţărm primare sunt contactul dintre apa marină şi uscatul continental determinat de agenţi tereştri inclusiv acţiunea gheţarilor, râurilor, vulcanilor. Coastele secundare sunt rezultatul unor procese biologice - marine cum ar fi barierele de corali (recife), mlaştinile.

Plaja sau **cordonul litoral** este forma de relief joasă constituită din material nisipos, mâlos, pietriş neconsolidat, material de acumulare, sub forma unor mici câmpii alungite şi care sunt supuse spălării apelor marine, fapt ce determină ca asociaţiile vegetale şi animale să fie efemere sau cu adaptări specifice (Fig. 6.6.). În raport cu faleza, plaja este supusă modificărilor permanente produse de valuri, curenţi, flux şi reflux, prin procesele de depunere şi abraziune.

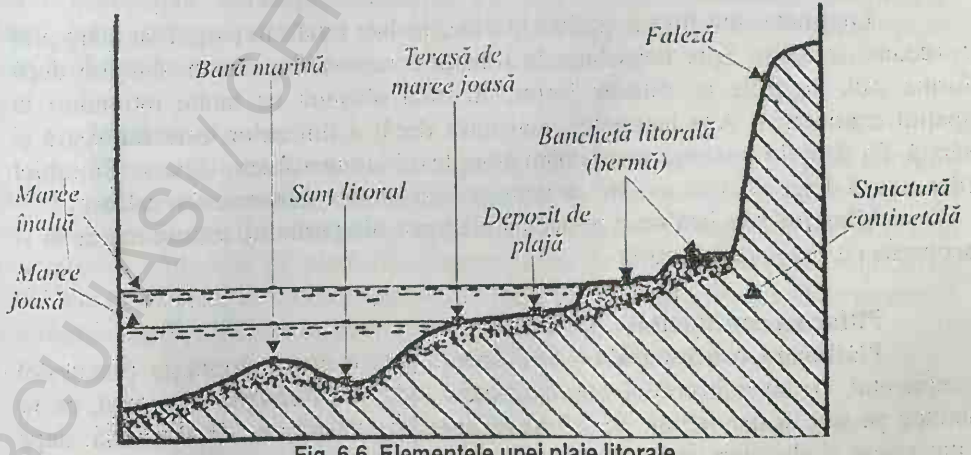


Fig. 6.6. Elementele unei plaje litorale

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Acțiunea cea mai puternică asupra plajelor o au valurile. Eroziunea valurilor este mai puternică în punctele de convergență ale acestora, iar preluarea (deplasarea) sedimentelor, în zonele de divergență.

Datorită variației nivelului marin, a existat în decursul timpului și o variație a liniei țărmului pe spațiul platformei continentale. Aceste linii de țărm au fost însoțite de plaje care se pun în evidență pe platforma continentala (plaje relicte).

Suprafețele netede ale plajelor rezultate din acțiunea valurilor se numesc **berme** (banchete litorale).

Terasa marină este o treaptă provenind dintr-o veche plajă (deci terasă de acumulare) sau un fost țărm constituit din roci aparținând uscatului continental (deci terasă de abraziune) și care se găsește deasupra nivelului marin ca urmare a eustatismului negativ sau a epirogenezei pozitive. Astfel de terase s-au format și în perioada glaciară, în special în perioadele interglaciare.

Faleza este porțiunea de țărm marin constituit dintr-un abrupt cu înălțimi variabile formate în roci coezive, loessuri, argile, marne, gresii, calcare, roci, eruptive și metamorfice. Pe litoralul românesc țărmul cu faleză se desfășoară între Constanța și Vama Veche, fiind constituit din depozite loessoide și calcare sarmațiene în bază, cu înălțimi de 5-30 m. Valurile sau variațiile de nivel sezoniere ale mării formează în cordoanele litorale *microfaleze* cu înălțimi de 0,5-1,0 m și care au o existență efemeră (luni, sezoane). În zona de coastă se mai întâlnesc estuare, limane, lagune, care întrerup desfășurarea falezelor sau cordoanelor litorale.

Estuarele sunt sectoarele terminale ale râurilor, respectiv văile lărgite prin acțiunea exercitată de flux și reflux și chiar de valurile de furtună. Sub aspect hidrologic estuarele reprezintă zone de amestec ale apelor dulci cu cele sărate. De regulă estuarele sunt deschise (Tamisa, Sena, La Plata, Sfântu Laurențiu etc.), dar în cazul unor râuri cu debite mici sunt și semi închise.

Limanele sunt sectoarele terminale ale văilor litorale dar care, de regulă, sunt barate de cordoane marine (total sau parțial) și transformate în lacuri, care în funcție de condițiile climatice și contactul cu marea, au apă dulce, salmastră sau sărată. Pe litoralul românesc al Mării Negre menționăm limanele Tașaul, Techirghiol, Mangalia.

Lagunele sunt fostele golfuri marine, izolate total sau parțial de mare prin cordoane de nisip. Spre deosebire de limane care sunt înguste și alungite după forma văii, lagunele au diferite forme, în mod obișnuit cu multe intrânduri în spațiul continental. Apa lagunelor, mai mult decât a limanelor, este salmastră și sărată. Pe țărmul românesc menționăm complexul lagunar Razim-Sinoie, Siutghiol (dar cu apă dulce datorită izolării de mare și a izvoarelor submerse din calcare).

Mlaștinile se întâlnesc pe sectoarele joase ale țărmului, supuse mareelor și acoperite cu vegetație hidrofila.

Pltforma continentală (șelf)

Platforma continentală - este spațiul marin care mărginește (însoțește) continentul, cu un microrelief nesemnificativ, adevărată câmpie submersă, ce se întinde pe sute și uneori mii de kilometri spre larg. Platforma continentală, după cum reiese și din denumire, reprezintă o porțiune a continentului care, datorită eustatismului pozitiv sau epirogenezei negative, a fost acoperită de apele marine.

Adâncimea apei creşte de la ţărm până la circa 200 m. Înclinarea platformei continentale este mică (0,07 ‰) şi păstrează formele de relief negative (văi, prelungirea văilor râurilor limitrofe) şi chiar pozitive (mici ridicături, dar care nu ajung la suprafaţa apei).

Pe platforma continentală se găsesc depozite marine care provin atât din aluviunile transportate de râuri, cât şi din abraziunea ţărmului. Platformele continentale reprezintă domeniul pescuitului marin, iar în ultimele decenii locul de exploatare a zăcămintelor de petrol. Pe litoralul românesc, platforma continentală are o desfăşurare de 190-200 km în dreptul Deltei Dunării şi se îngustează treptat spre sud ajungând la 60-70 km în dreptul Mangaliei (Fig. 6.7.).

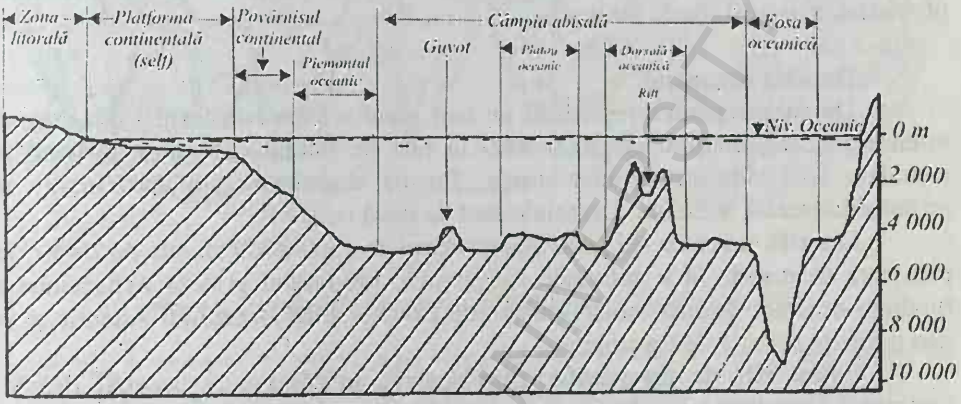


Fig. 6.7. Profilul schematic al fundului oceanic

Panta continentală (povârnişul continental, taluzul)

Panta continentală (povârnişul continental, taluzul) este planul de racord între marginea blocului continental (platforma continentală) şi bazinul oceanic (fundul oceanului). Sunt şi situaţii când povârnişul continental este anulat de o trecere gradată de la platformă la fundul oceanului sau se găseşte o fractură tectonică (fosă marină). Înclinarea povârnişului continental este cuprinsă între 4° şi 20° (Platoul Blake din dreptul peninsulei Florida). Atunci când la baza povârnişului continental panta se reduce iar trecerea la fundul oceanului se face printr-o treaptă sau două intermediare, se numeşte piemont oceanic.

Piemontul oceanic

Piemontul oceanic are o înclinare de 0,5°, iar lăţimea între 100-1 000 km. Aceste piemonturi oceanice sunt constituite din sedimente care uneori au grosimi de ordinul kilometrilor. Pe panta continentală (inclusiv piemontul oceanic), în continuarea văilor de pe platforma continentală, se găsesc canioane submarine. Cele mai cunoscute, ca urmare a cercetărilor efectuate, sunt canioanele de pe coasta Californiei de Sud (Canionul Scripps).

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

6.4.2. Bazinul oceanic

Bazinul oceanic constituie spaţiul cel mai extins al domeniului marin (circa 70%) şi este reprezentat prin câmpii abisale, fose (gropi) tectonice, creste (dorsale) submarine, platouri submarine, munţi tabulari submarini (guyot-uri).

Câmpia abisală

Câmpia abisală este fundul oceanului (mării) situat la 3000-4 000 m adâncime. Denumirea de câmpie este dată de aspectul neted care rezultă din depunerea sedimentelor marine pe crusta magmatică primară, estompând neregularităţile de dimensiuni mici, deoarece în acest spaţiu se găsesc dorsalele, platourile, munţii şi fosele marine.

Dorsala oceanică

Dorsala oceanică reprezintă un lanţ muntos submarin format din magma astenosferei, are înălţimi de 2000-3000 m faţă de fundul oceanului, apărând la suprafaţa apei sub forma unor insule. Poziţia dorsalelor este aproximativ la mijlocul bazinelor oceanice. Dorsalele sunt de două tipuri:

»**cu rift**, adică cu văi pe axul lor, adânci de 1500-2000 m, late de 20-50 km prin care se manifestă o activitate magmatică, producând şi acea expansiune a fundului oceanic; dorsala cu rift (şanţ) este caracteristică Oceanului Atlantic şi se mai numeşte dorsală de tip atlantic

»**fără rift de tip pacific**, care desigur se găseşte în Oceanul Pacific. Lungimea aproximativă a dorsalelor submarine este de 80 000 km (Fig. 6.8; 6.9., Tabelul 6.3.).

Tabelul 6.3. Fose şi dorsale oceanice

Oceanul Pacific		Oceanul Atlantic	Oceanul Indian	Dorsale Oceanice
1.Aleutinelor	12.Kermandek	1.Puerto Rico	1.Jawa	I.Medio-atlantica
2.Kurilelor	13.Noile Hebride	2.Cayman	2.Keeling	II. Indiana
3.Japoniei	14.Antipodes	3.Venezuelei	3.Vest-Australiana	III. Est-indiana
4.Marianelor	15.Byrd	4.Romanche	4.Afro-antarctica	IV. Pacifica
5.Palau	16.Atacama	5.Est-Braziliana	5.Mascarenelor	**Zone de fractura in Oceanul Pacific**
6.Filipinelor	17.Peru	6.Argentinei	6.Maldive	a. Mendocino
7.Ryukyu	18.Guatemalei	7.Sandwich	7.Somaliei	b. Murray
8.Sulawesi		8.Capului		c. Clarion
9.Banda		9.Angolei		d. Clipperton
10.Solomon		10.Coastei Aurului		
11.Tonga		11.Capului Verde		

Fosa abisală

Fosa abisală (şanţ sau groapă submarină) este dată de scufundarea tectonică şi este echivalentul grabenului continental. Adâncimea fosei este de peste 6.000 m, ajungând la 10.000-11.000 m. Acestea se găsesc la contactul cu continentele sau cu arhipelagurile şi se caracterizează prin vulcanism şi seismicitate accentuată (Fosa Filipinelor cu groapa Cook -11.516 m, fosa Japoniei -10.374 m,

fosa Marianelor - 10.635 m, fosa Kurilelor -10.377 m, fosa Tonga- 10.816 m, fosa Kermadek -10.002 m în estul Pacificului etc.).

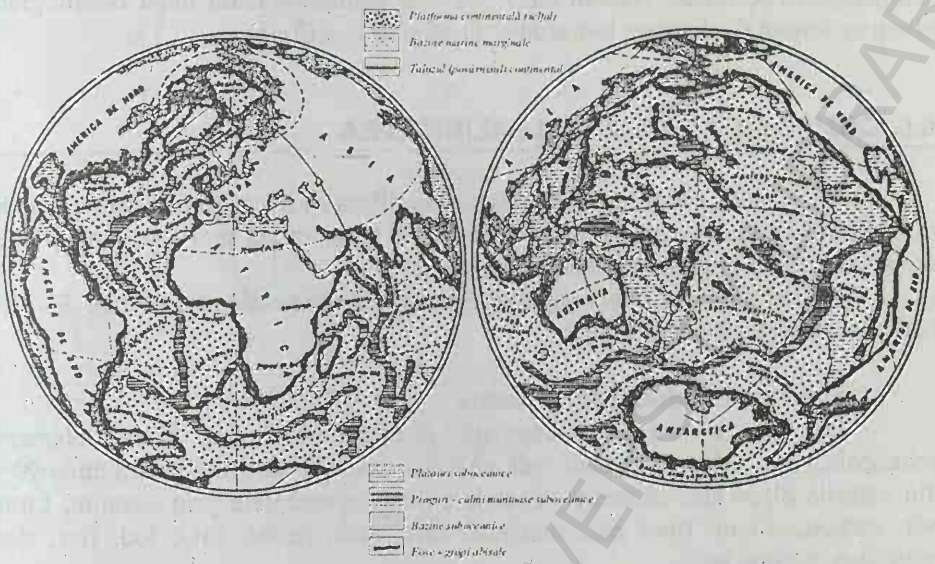


Fig. 6.8. Harta reliefului submarin (prelucrare după Morskoi Atlas)

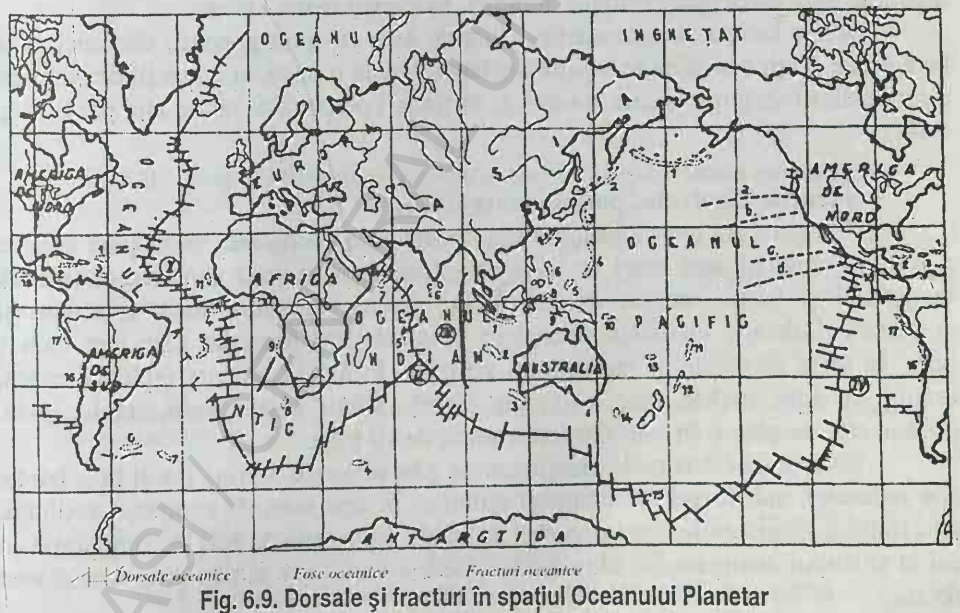


Fig. 6.9. Dorsale şi fracturi în spațiul Oceanului Planetar

Platourile oceanice

Platourile oceanice reprezintă suprafețe netede la 3000-4000 m sub nivelul mării, reprezentând resturi din continente scufundate (Rio Grande în estul Argentinei, Bermudelor în estul SUA, Azorelor în Oceanul Atlantic, Albatros în vestul Americii Centrale şi Noii Zeelande în Oceanul Pacific, Crozet în Oceanul Indian, sud-estul Africii).

Guyot-urile sunt ridicături de formă conică, vulcani submarini, care se termină la partea superioară cu suprafețe netede; uneori ajung la suprafață formând arhipelaguri (Bermude, Hawaii etc.). Au fost denumite astfel după oceanograful elvețian Arnold Guyot care le-a studiat în secolul al XIX-lea.

6.5. COMPOZIȚIA CHIMICĂ ŞI SALINITATEA

Compoziția chimică şi salinitatea apei diferă de la un bazin oceanic (marin) la altul, de la zona marginală la cea centrală, de la suprafața apei spre fund şi chiar de la un anotimp la altul (în situații deosebite).

Ecartul de variație al salinității (gradului de mineralizare) este de 33-37‰ (salinitatea medie 34,455 ‰.).

Elementele chimice componente

În ceea ce priveşte compoziția chimică, se disting câteva elemente principale, clor, sodiu, magneziu, sulf, calciu şi potasiu, care totalizează circa 90 % din sărurile dizolvate; elemente secundare sunt reprezentate prin stronțiu, brom, bor, carbon, siliciu, fluor etc.; elemente rare: azot, fosfor, litiu, iod, fier, zinc, molibden, rubidiu etc.

În afară de aceste elemente principale, secundare şi rare, în apa marină se întâlnesc gaze dizolvate, compuşi organici, suspensii materiale etc.

Acest tablou al compoziției chimice este cu totul general, deoarece sunt încă multe spații oceanice mai puțin analizate, pe de o parte, şi a reacțiilor chimice, a proceselor biochimice, care modifică, în timp, compoziția, pe de altă parte (Fig. 6.10.).

Sărurile dizolvate (partea anorganică)

Aşa cum s-a menționat mai sus, elementele anorganice principale care se găsesc în cantități mai mari de 100 ppm (parte pe milion) sunt clorul, sodiul, magneziul şi sulful, acesta din urmă sub formă de sulfat (SO_4^{2-}), calciu şi magneziu. Celelalte elemente secundare sunt sub 100 ppm, iar cele rare, sub 1 ppm. În afara elementelor menționate, pe puțin încă 50 elemente (seleniu, arsen, uraniu, vanadiu, nichel, zinc, aluminiu, plumb, stibiu, cesiu, ceriu, staniu, ytriu, cripton etc.) se găsesc în cantități foarte mici, de 10 ppm.

Evident că elementele menționate se găsesc în apa marină (ca şi în celelalte ape naturale), sub formă de compuşi chimici. În apa marină, compuşii sodiului, potasiului şi magneziului sunt deosebit de stabili (milioane de ani) în comparație cu cei ai siliciului, manganului, aluminiului, fierului etc., care rămân doar zeci şi sute de ani.

Acest timp de rezidență se datoreşte reacțiilor chimice, a capacității de a reacționa la mediul marin diferit.

Timpul de rezidență al unui element este dat de raportul dintre cantitatea de element existent şi ritmul (rata) intrării în mediul marin sau de precipitare în sedimente (Fig. 6.11.).

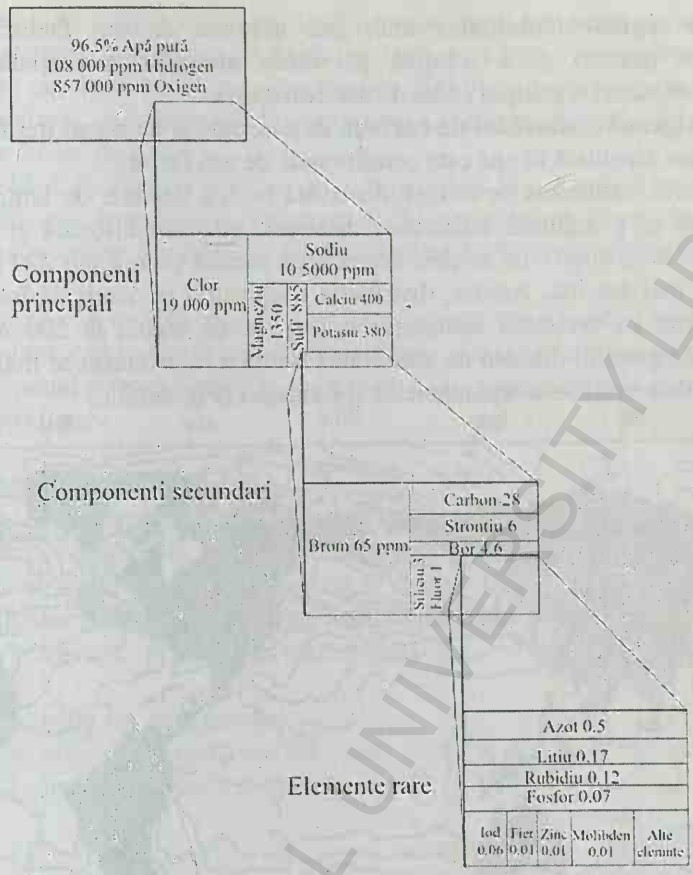


Fig. 6.10. Compuşii anorganici dizolvați în apa mării (toate valorile sunt în ppm)

Ritmul de introducere sau ritmul de precipitare a elementului A este egal cu dA/dt, unde A este cantitatea de element în apă. Timpul de rezidență a elementului A este egal cu A/(dA/dt).

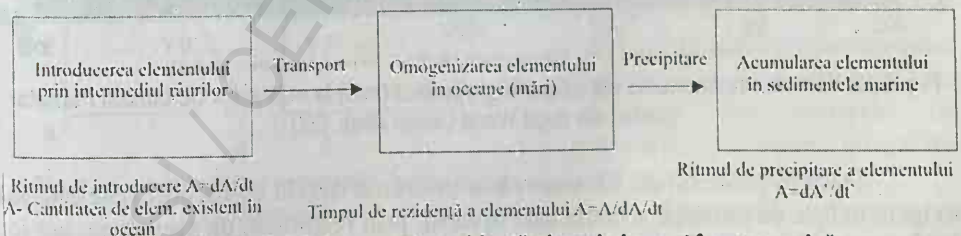


Fig. 6.11. Modelul timpului de rezidență al unui element în apa marină
(după D. Ross modificat)

Gazele dizolvate

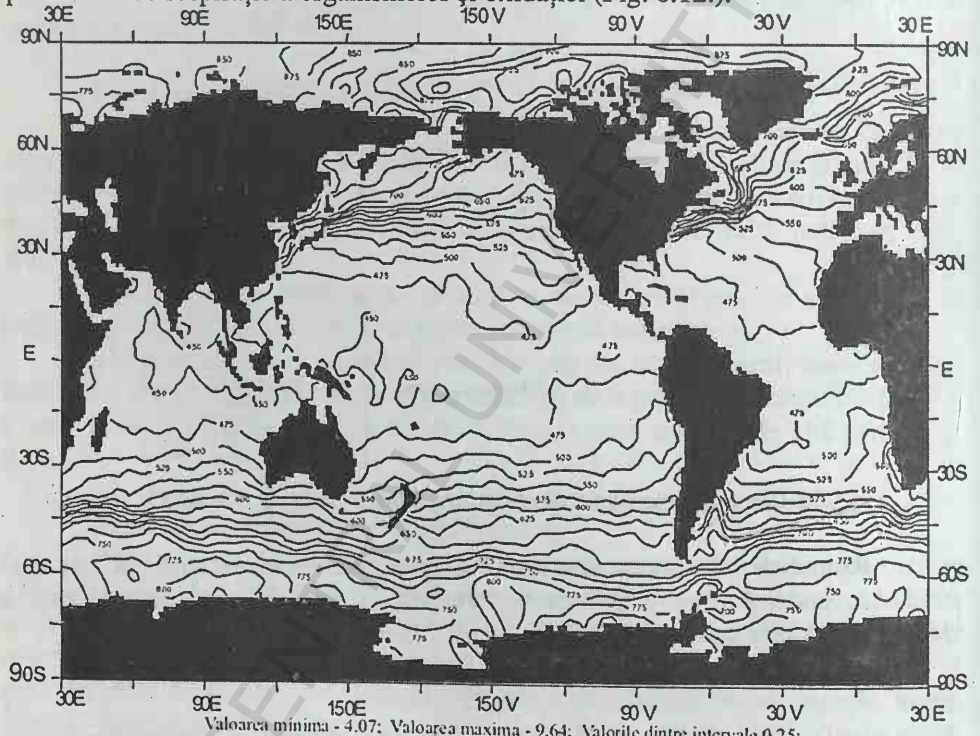
În apa mării, gazele dizolvate provin din atmosferă, din unele erupții vulcanice submarine şi din dezintegrarea radioactivă a substratului fundului marin. Printre gazele obişnuit dizolvate sunt oxigenul, dioxidul de carbon, azotul, în cantități mici heliu, neon, argon, cripton, xenon.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

De regulă solubilitatea unui gaz depinde de trei factori şi anume: temperatura gazului şi a soluţiei, presiunea atmosferică parţială a gazului, conţinutul de săruri a soluţiei (grad de mineralizare).

Oxigenul şi **dioxidul de carbon**, deşi depind şi de aceşti trei factori, totuşi cantitatea lor dizolvată în apă este condiţionată de alţi factori.

Astfel, cantitatea de oxigen dizolvată în apă depinde de temperatura apei numai până la o anumită adâncime, deoarece este condiţionată şi de procesul fotosintezei care, după cum se ştie, depinde de lumină şi deci sub 200 m adâncime, aceasta nu mai are loc. Aşadar, distribuţia oxigenului pe verticală înregistrează o scădere odată cu creşterea adâncimii şi dispare de regulă la 200 m adâncime. Dispariţia oxigenului dincolo de adâncimea limită a fotosintezei se mai datoreşte şi proceselor de respiraţie a organismelor şi oxidaţiei (Fig. 6.12.).



Valoarea minima - 4.07; Valoarea maxima - 9.64; Valorile dintre intervale 0.25;

Fig. 6.12. Valorile medii anuale ale oxigenului dizolvat (ml/l) la suprafaţa Oceanului Planetar (prelucrare după World Ocean Atlas, 2001)

Dacă în procesul de fotosinteză se consumă dioxid de carbon şi se elimină oxigen, în cele de oxidaţie situaţia este inversă; prin respiraţie, de asemenea, are loc acelaşi schimb de gaze.

Reacţia fotosintezei:

$C0_2$ + H_20 + substanţe nutritive + energie solară ›materie organică $(CH_2)n$ +O_2.

Reacţia respiraţiei (plante şi animale):

$(CH_2O)_n + 0_2 › C0_2 + H_20$

În anumite situații specifice, bazin marin izolat sau semi izolat, oxigenul este consumat total în procesul de oxidație, fapt ce reduce viața la unele bacterii. Caz tipic este cel al Mării Negre, în care sub 200 m oxigenul lipsește și domină hidrogenul sulfurat, provenit din descompunerea materiei organice de către unele bacterii reducătoare de sulfat.

Dioxidul de carbon provine din atmosferă și din procesul de oxidație. În apa mării, CO_2 este în proporție mai mare decât în atmosferă, favorizat de cationii de magneziu și calciu cu care se leagă formând bicarbonat de calciu sau acid carbonic.

În cazul în care CO_2 este preluat de plante pentru creștere, bicarbonatul și carbonatul oferă cantitatea necesară fotosintezei. De cantitatea de CO_2 depinde direct proporțional și reacția pH. De asemenea, CO_2 crește odată cu salinitatea și cu scăderea temperaturii.

Substanțele organice dizolvate

Substanțele organice dizolvate provin din dejecții și animale moarte cu descompunere în apa mării. Cele mai importante sunt azotul și fosforul, care prin oxidații, de către bacterii, trec în azotați și fosfați formând substanțele nutritive necesare lanțului trofic. Dintre alte substanțe organice menționăm carbonul organic, carbohidrații, proteinele, aminoacizii, acizii organici, vitaminele (Fig. 6.13; 6.14.).

Suspensiile din apa marină

Suspensiile din apa marină sunt constituite din coloizi, particule microscopice, dispersii grosiere și seston.

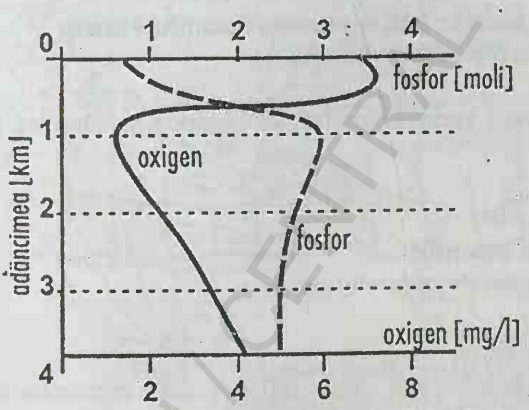


Fig. 6.13. Distribuția pe verticală a fosforului și oxigenului

Dispersiile coloidale rezultă din materialele grosiere descompuse și din procesul de condensare. Acestea au dimensiuni submicroscopice (10^{-5} - 10^{-3} cm) provenind din precipitare, hidroliză, macromolecule și detritus organic.

Particulele microscopice cu dimensiuni între 10^{-5} și 10^{-3} cm constituite din minerale fin granulare, particule coagulate, detritus resturi planctonice.

Dispersiile grosiere cu dimensiuni 5 x 10^{-3} cm, fiind formate din detritus, resturi planctonice și particule provenite prin precipitare și coagulare.

Sestonul, respectiv, totalitatea particulelor în suspensie provenite din bioseston (resturi planctonice) și **tripton** (detritus organic), particule minerale transportate de vânt și râu.

Concentrația materiei granulare în suspensie din apa marină, variază în funcție de condițiile geografice locale, de producția biologică, de condițiile

atmosferice etc. Astfel, D.A. Folger şi B.C. Heezen (1957) au constatat că în apa marină la suprafaţă, se găsesc diatomee de apă dulce, particule minerale provenind de la 3 800 km distanţă de sursa producătoare.

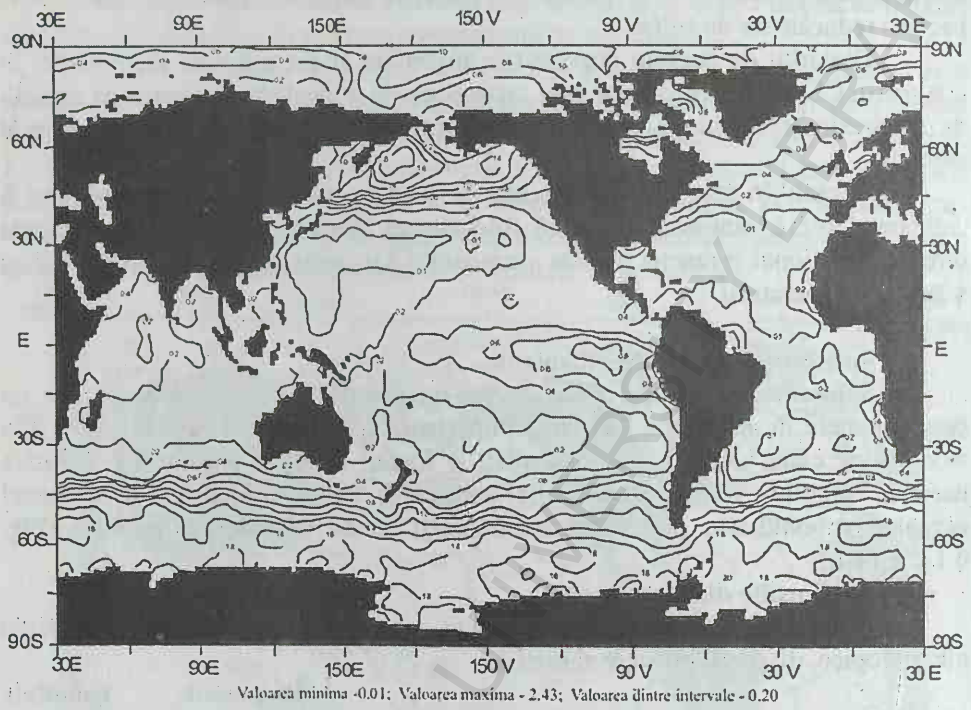


Fig. 6.14. Valorile medii anuale ale fosfaţilor (μM) la suprafaţa Oceanului Planetar (prelucrare după World Ocean Atlas, 2001)

Se poate conchide, din această sumară analiză, că compoziţia chimică a apei marine este influenţată de:

»schimburile cu atmosfera;

»solubilitatea diferiţilor compuşi;

»reducerea de către bacteriile anaerobe;

»precipitarea şi procesul de schimb cu fundul oceanic;

»aporturile de apă dulce;

»îngheţarea şi topirea apei de mare;

»reacţiile chimice (care controlează sau influenţează concentraţia diferitelor elemente;

»procesele biologice, inclusiv procesele vitale, şi descompunerea materiei organice.

Salinitatea apei marine

Salinitatea este cantitatea totală de săruri dizolvate în apa marină şi este măsurată în părţi la mie, prin greutatea exprimată în grame la un kilogram de apă.

Dacă în bazinele oceanice salinitatea variază între limite restrânse (33-37‰) în mările marginale (epicontinentale) şi în cele semiînchise (în interiorul

continentelor) ecartul de variație este mult mai mare în funcție de zona climatică și de afluxul de apă dulce continentală.

Astfel, în zona ecuatorială, unde precipitațiile sunt în cantități mari, salinitatea este în jur de 35‰, iar la tropice, unde evaporația este mai mare, salinitatea ajunge și la 37‰ ; cu cât ne apropiem de zonele polare, aceasta scade ajungând la 32‰. Desigur că această zonalitate latitudinală este modificată de circulația curenților și de afluxul de apă dulce continentală.

Un curent cald, cum este cel al Atlanticului de Nord, care deplasează ape din zona tropicală, determină ridicarea salinității la 35‰, iar curentul rece al Labradorului reduce salinitatea pe coastele nord-estice ale Americii de Nord.

În mările marginale din Oceanul Înghețat de Nord, datorită apelor dulci aduse de fluviile siberiene,salinitatea este de 8-10 ‰, în Marea Neagră, la debușarea apelor Dunării, este de 3-5 ‰, dar, datorită curenților litorali, aceasta crește destul de lent spre sud, la 16 -17‰.

Dacă ne referim la cele două emisfere,cea nordică, continentală, are salinitatea mai mică în raport cu cea sudică, oceanică, unde legătura între bazinele oceanice este mai mare, fapt ce asigură un schimb activ de ape.

În privința salinității pe oceane, Atlanticul are valoarea cea mai mare (35,5 ‰), Pacificul 34,9‰ , iar Oceanul Arctic doar 32‰ (Fig. 6.15).

Mările marginale, așa cum s-a mai menționat, au salinitatea mai mică, îndeosebi în zona temperată și subpolară (Marea Albă 25 -26‰, Marea Baltică 22 ‰ în vest și 1-2‰ în sud).

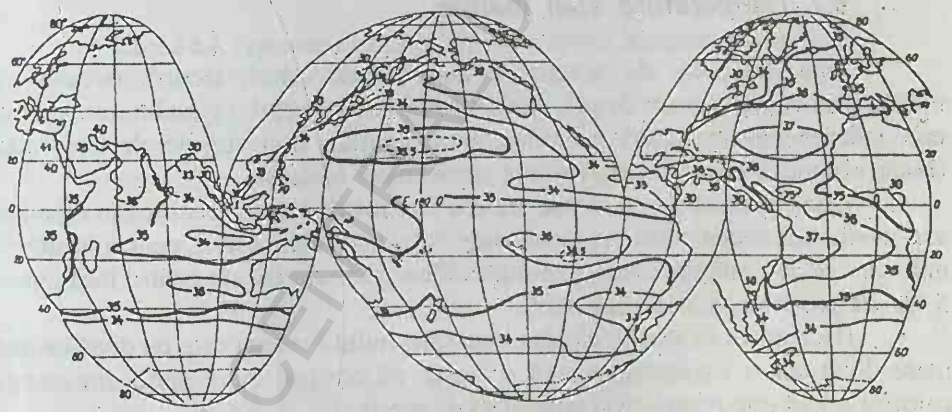


Fig. 6.15. Salinitatea medie anuală la suprafața Oceanului Planetar
(după Sverdrup și colb., prelucrat după A. Guilcher)

Distribuția pe verticală păstrează în linii mari o scădere de la suprafață spre adâncime, dar nu cu același gradient. Astfel, la suprafață dacă există un aport de apă dulce, se remarcă o **haloclină** la 200-300 m, de unde scăderea este mare până la 1000 m, iar de aici până la fund, gradientul aproape că lipsește (Fig. 6.16).

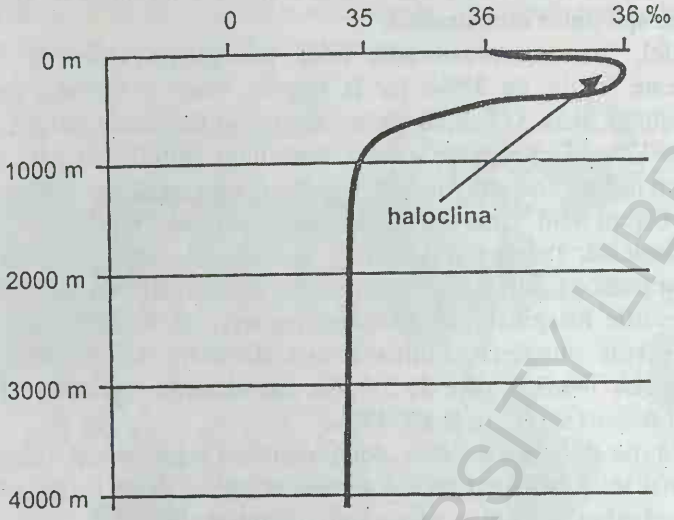


Fig. 6.16. Distribuția salinității în adâncime

6.6. CARACTERISTICILE FIZICE ALE APEI MARINE

6.1. Temperatura apei marine

Spre deosebire de acvatoriile continentale (râuri, lacuri), oceanele şi mările, prin volumul mare de apă, se manifestă, sub aspectul regimului termic, mult mai independent în raport cu temperatura aerului, deşi sursele de acumulare (înmagazinare) a energiei calorice sunt aproximativ aceleaşi.

Este cunoscut faptul că apa are cea mai mare căldură specifică în raport cu alte medii, aer, rocile constituente ale suprafeței uscatului. Astfel, pentru încălzirea unui cm^3 de apă este necesară o cantitate de energie calorică cât pentru încălzirea a 5 cm^3 de granit sau a 3 134 cm^3 aer.

Dacă avem în vedere că suprafața Oceanului Planetar este de două ori mai mare decât cea a uscatului, rezultă şi faptul că cea mai mare parte din energia calorică solară este receptată şi acumulată de acesta.

Sursele de încălzire ale suprafeței mărilor şi oceanelor sunt: absorția radiației solare şi cosmice, energia existentă în atmosferă la un moment dat, condensarea vaporilor de apă din atmosferă, căldura internă emanată de fundul oceanelor şi mărilor, activitatea vulcanică din interiorul bazinelor respective.

Pierderea căldurii înmagazinate are loc prin: radiația suprafeței apei, conducția căldurii, respectiv căldura trecută direct în atmosferă la interfața apă/aer şi, prin procesul de evaporație la suprafața apei.

Între sursele de înmagazinare şi cele de cedare la interfața apă/aer se realizează un anumit echilibru concretizat prin **bilanțul caloric** (termic), bilanț care variază în funcție de *latitudine* şi *anotimp*. Acest echilibru termic trebuie privit

relativ în spațiu și timp. Procesele termice sunt deosebit de active la suprafața apei, mai exact pe un anumit orizont de apă, și mai puțin active la adâncime.

Transmiterea căldurii de la suprafață spre adâncime se realizează prin curenții de convecție termică, prin valuri și maree, prin curenții marini, dar care afectează doar un orizont limitat al masei de apă oceanică. Curenții marini au un rol mai important în transferul căldurii la suprafața oceanelor, între zonele calde și cele reci și invers.

Temperatura apei la suprafață

Ca și în cazul lacurilor mari, dar cu grad mai mare de atenuare, temperatura apei variază sezonier (anotimpual) în funcție de temperatura aerului. Astfel, diferența dintre zi și noapte este doar de 0, 1°C la latitudinile intertropicale.

În schimb, variațiile termice anotimpuale sunt mult mai mici în spațiul intertropical (între 2° și 6° C) și mai mari în spațiul temperat (40°- 50° latitudine nordică) unde ajung la 8°-8,5° C.

Datorită distribuției inegale a apei și uscatului în cele două emisfere, se constată că amplitudinile termice sunt mai mari în emisfera nordică în raport cu emisfera sudică. Desigur că aceste amplitudini suferă unele modificări datorită curenților calzi sau reci.

Temperatura medie la suprafața Oceanului Planetar este apreciată la 17,4°C, variind atât de la un ocean la altul (Pacific 19°C, Indian 17°C și Atlantic 16,9°C), de la o emisferă la alta (emisfera nordică 19,2°C, emisfera sudică 16°C) și, evident, în funcție de latitudine (Fig. 6.17., Tab. 6.4.).

Tabelul 6.4. Temperatura medie (°C) a apei marine la suprafața oceanelor

Oceanul	Emisfera nordica						
	70 - 60°	60 -50°	50 - 40°	40 - 30°	30 - 20°	20 -10°	10 -0°
Pacific	-	5,7	10.0	18.6	23.4	26.4	27.2
Atlantic	5.6	8.7	12.9	30	24.2	25.6	26.7
Indian	-	-	-	-	26.1	26.6	27.0
Oceanul	Emisfera sudica						
	0-10°	10 -20°	20 -30°	30 -40°	40 -50°	50 -60°	60 -70°
Pacific	26 .0	25. 1	21. 5	17. 0	11. 2	5.0	-1,3
Atlantic	25. 2	23 .2	21. 2	17. 1	9,4	1.8	-1,3
Indian	27. 4	26. 1	22. 5	17. 3	8.6	1.6	-1.5

Această repartiție a temperaturii, pe oceane și emisfere, se datorește deschiderii mari a celor trei oceane în emisfera sudică și contactului cu apele reci circumantarctice.

O diferențiere mare a temperaturii se constată la țărmurile oceanelor în zonele tropicale și subpolare din emisfera nordică datorită curenților calzi și reci.

În ceea ce privește raportul dintre temperatura aerului și a apei la suprafață, se constată următoarea situație: în spațiul intertropical temperatura apei este cu 0,5°C mai ridicată față de cea a aerului, la 20° latitudine N mai mică cu 1,2°C, la 40° latitudine N mai mare cu 1°C, iar la 60° latitudine N mai mare cu 1,5°C.

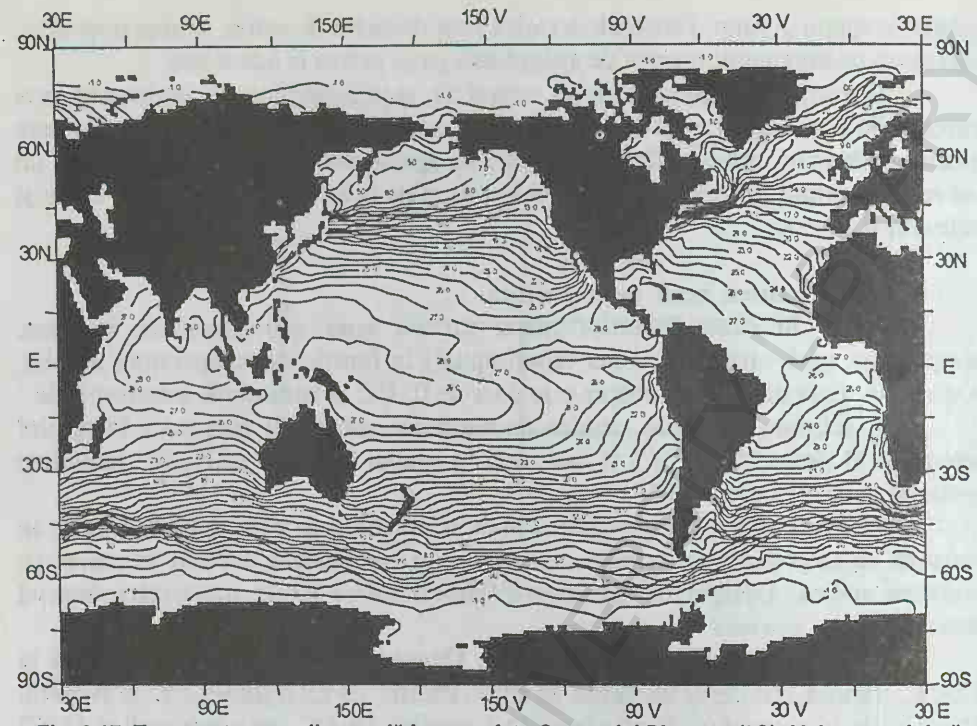


Fig. 6.17. Temperatura medie anuală la suprafaţa Oceanului Planetar (°C); Valoarea minimă -1,93; Valoarea maximă 29,93; Valoarea dintre intervale 1,00
(prelucrare după World Ocean Atlas, 2001)

Temperatura apei pe verticală

Aşa cum s-a menţionat anterior, energia calorică acumulată la interfaţa apă/aer se propagă în adâncime pe un anumit ecart, datorită conductibilităţii termice (convecţie liberă), valurilor, mareelor şi curenţilor (convecţie impusă, mecanică).

În distribuţia temperaturii pe adâncime se pot identifica trei orizonturi (strate) de apă şi anume:

- »**un strat cald**, bine omogenizat la suprafaţă, cu o grosime de la 10 la 500 m;
- »**un strat de tranziţie**, în care temperatura înregistrează o scădere bruscă, numit **termoclin** sau **salt termic**, cu grosime de la 500 la 1000 m;
- »**un strat rece**, în care temperatura scade foarte puţin până la fund, cu grosime de câteva mii de metri.

În cadrul acestor orizonturi se

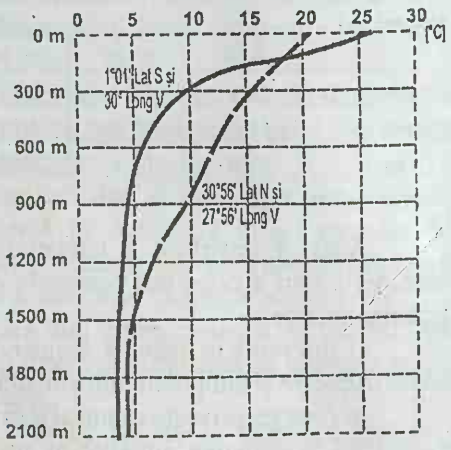


Fig. 6.18. Temperatura apei pe adâncime în Oceanul Atlantic

remarcă, stratificația termică, directă cu temperaturi conform zonei geografice latitudine, la suprafață mai ridicate, chiar și în apele reci polare (epilimnion), saltul termic către fund, până, la 3-5°C în metalimnion și o creștere sau scădere lentă către fund, în jurul valorilor de 0,5-3°C în hipolimnion (Fig. 6.18.; 6.19.).

În apele polare există o scădere bruscă în orizontul 0-100 m (-1,4°C), ca să revină la 2°C la 500 m, după care scăderea este din nou lentă către fund (Fig. 6.20.).

Dacă în cazul bazinelor oceanice stratificația termică este cea prezentata mai sus, în cazul mărilor semiînchise, continentale, distribuția prezintă situații particulare, cum este cazul Mării Mediterane, în care de la cota pragului Gibraltar spre adâncime, temperatura nu scade sub 13°C față de cea de la suprafață, de 25°C.

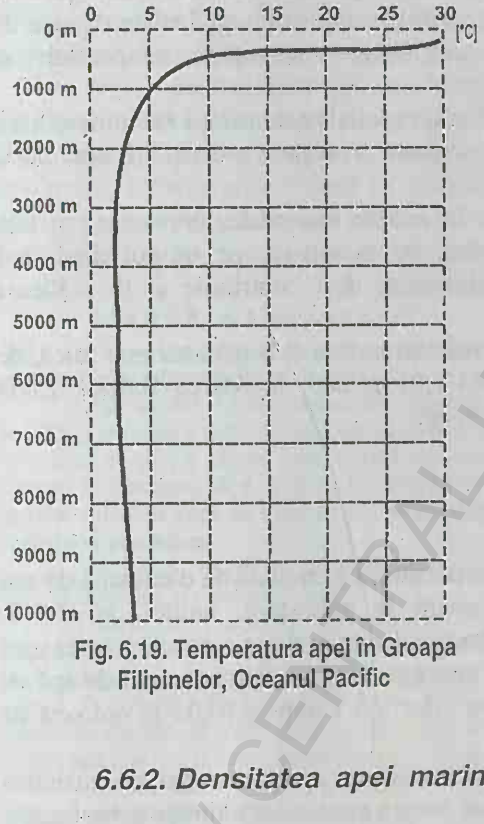
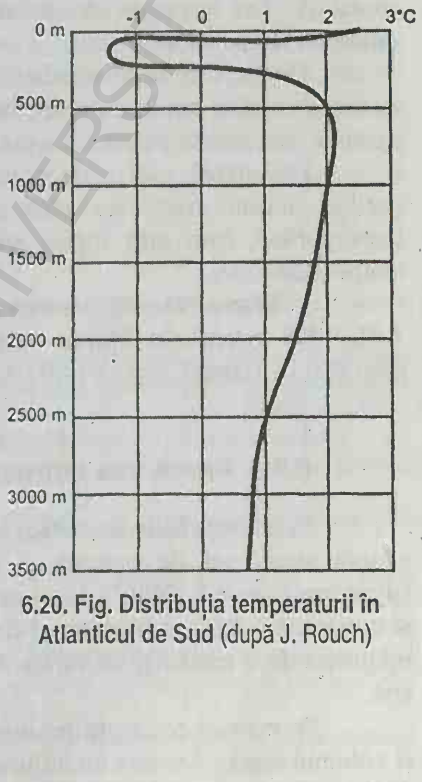


Fig. 6.19. Temperatura apei în Groapa Filipinelor, Oceanul Pacific



6.20. Fig. Distribuția temperaturii în Atlanticul de Sud (după J. Rouch)

B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

6.6.2. Densitatea apei marine

Această caracteristică importantă a apei marine depinde de trei variabile - salinitate, temperatura și presiune si reprezintă **greutatea sau masa unei unități în raport cu volumul**, variază între 1,02 și 1,07 gr/cm³. În raport cu apa dulce, densitatea maximă a apei sărate (marine) se atinge la -3°C și nu la 4°C; apa salmastră de 24,7‰ are punctul de îngheț și densitatea maximă la -1,33°C.

Densitatea apei este direct proporțională cu salinitatea-presiunea și invers proporțională cu temperatura, fapt ce determină o creștere a densității apei marine de la suprafață spre fund, exceptând orizontul de până la 100 m adâncime, care fiind amestecat de vânt, respectiv de valuri, nu înregistrează o stratificare. La creșterea densității odată cu adâncimea, contribuie și presiunea apei care crește în același sens.

Densitatea apei sărate, respectiv marine, se măsoară cu **picnometru** sau **areometru**, dar mai sunt şi alte metode cum ar fi **indicele de refracţie** (refractometru), mai laborios dar mai precis.

Tot în orizontul de suprafaţă, mai exact la trecerea spre orizonturile cu apă sărată şi temperaturi mai scăzute, se pune în evidenţă creşterea bruscă a densităţii, deci **picnoclina**, în paralel cu **termoclina** şi **haloclina**.

Procesele de evaporare şi încălzire determină variaţi densităţii apei în orizontul de suprafaţă. Datorita diferenţei de densitate şi a forţei de gravitaţie, apele cu densitate mai mare au tendinţa de înlocuire a apelor mai puţin sărate şi cu temperatura mai ridicată prin ape mai sărate şi deci mai grele şi reci, care se deplasează spre fund, până se realizează o stratificare stabilă. În acest fel, apele de la fundul oceanelor şi mărilor din zonele calde şi temperate sunt izolate de cele de suprafaţă. Fac excepţie de la aceasta stratificare a densităţii, temperaturii şi salinităţii, apele polare reci.

Hărţile care se întocmesc cu distribuţia spaţială a densităţii se numesc hărţi cu izopicne. Din analiza acestor hărţi se constată o creştere a densităţii apei de la Ecuator spre zonele polare cu ape mai reci.

Densitatea apei marine scade şi în zonele marginale, mai exact în faţa gurilor râurilor mari care aduc apa dulce; de asemenea, pe traseul deplasării icebergurilor, care prin topire reduc salinitatea, deşi contribuie şi la scăderea temperaturii apei.

În Marea Neagră, datorită salinităţii mai reduse şi densitatea este mică, de 1,01-1,018 gr/cm^3, în Marea Azov 1,004-1,01 gr/cm^3, în Marea Baltică 1,004 gr/cm^3 şi în Marea Caspică 1,003-1,007 gr/cm^3.

6.6.3. Presiunea hidrostatică

Presiunea hidrostatică reprezintă presiunea exercitată de o coloană de apă asupra suprafeţei de contact şi se măsoară în atmosfere, unităţi de C.G.S. (dyne/cm^2) sau S.I. (N/m^2). Presiunea hidrostatică este în funcţie de adâncimea apei şi creşte cu 1 decibar la metru. 1 decibar este egal cu greutatea coloanei de apă cu înălţimea de 1 metru şi suprafaţa de 1 cm^2, deci cu 1 atm la 10,05 m coloană de apă.

Pe măsură ce creşte presiunea hidrostatică cu adâncimea creşte densitatea şi volumul scade. Acestea au influenţă mare asupra proceselor chimice şi biologice; dacă nu ar exista presiunea hidrostatică nivelul apelor oceanice s-ar ridica la 50 m şi ar inunda circa 5 milioane km^2 din suprafaţa uscatului.

6.6.4. Vâscozitatea

Vâscozitatea reprezintă caracteristica tuturor lichidelor de a opune rezistenţă la procesul curgerii şi este influenţat de temperatură şi salinitate. Cu cât temperatura scade creşte vâscozitatea; de asemenea vâscozitatea creşte odată cu creşterea salinităţii. Această caracteristică are importanţă în dinamica apei oceanice influenţând schimbul dintre diferite mase de apă.

6.6.5. Transparența apei marine

Acest parametru variază în funcție de suspensiile existente, de microorganismele și gazele dizolvate, ca sa enumerăm doar factorii naturali și nu și pe cei antropici de poluare.

Transparența apei este dată de razele de lumină care se difuzează până la anumite adâncimi. Desigur că există o selecție în procesul de absorbire a razelor solare și transformarea în energie calorică (mai mult cele infraroșii și mai puțin cele ultraviolete).

Măsurarea transparenței se face cu **discul lui Secchi** și cu **celulele fotoelectrice cu seleniu**.

Transparența este mai mică la țărmuri unde turbiditatea este mare, în zonele cu o dezvoltare mare a algelor, în procesul de înflorire a apei.

Valori ale transparenței: mai mare în zonele calde tropicale și subtropicale, de până la 60 m în Marea Roșie și Marea Mediterană, de 66,5 m în Marea Sargaselor, datorită menținerii suprafeței liniștite a apei de către vegetația plutitoare; transparența redusă în mările nordice, de 10-12 m, datorită bogăției planctonice; în Marea Neagră până la 25 m, în Oceanul Pacific până la 59 m, în cel Indian până la 40-50 m și 40 m în cel Arctic.

MAREA SARGASELOR

Cu ce iese în evidență, prin ce se detașează această mare față de multe altele de pe glob, de se vorbește încă din antichitate despre ea?

Într-adevăr Marea Sargasselor (Mar de Sargazos) denumire dată de spanioli la sfârșitul sec. XVII are câteva particularități, care a atras atenția încă de mult navigatorilor și ceva mai recent a oamenilor de știință. Dintre acestea două sunt mai importante și anume: - faptul că este acoperită, aproape în întregime, de o saltea de masă vegetală constituită din alga Sargassum bacciferum și tot aici vin anghilele după un drum de mii de km din toate apele dulci ale Europei și Americii de nord pentru a se reproduce.

Având în vedere aceste particularități curioase, credem că ar fi nimerit s-o localizăm mai întâi, și să vedem și dimensiunile ei.

Dacă aceste alge nu s-ar aduna pe o anumită suprafață, aproape că nici nu s-ar putea delimita geografic această mare. De fapt această mare nu este altceva decât o zonă a Atlanticului de Nord delimitat aproximativ de paralelele 23° și 35° lat. N. și meridianele 30° și 68° longitudine vestică, în general între arhipelagul Azore, în est și țărmul Americii de Nord între capul Hateras și peninsula Florida, în vest. Între aceste limite, Marea Sargasselor totalizează cca. 8 mil. km^2, iar adâncimea maximă în sudul Bermudelor este de aproape 7000 m.

Situată într-o zonă tropicală, temperatura apei este iarna între 18 și 23°C, iar vara ceva mai ridicată, între 26-28°C.

Ceea ce determină însă acumularea și stagnarea coloniilor de alge în această zonă este lipsa aproape completă a curenților marini. Dacă delimitarea morfografică a mării este greu de făcut, în schimb delimitarea dinamică, putem să spunem că este aproape perfectă. Arealul întreg al Mării Sargasselor este înconjurat, ocolit de curenții Atlanticului de Nord și anume de curentul ecuatorial de nord, de curentul Antilelor, Gulf Stream-ului și Canarelor. În aceste condiții Marea Sargasselor este o zonă de calm, cu ape liniștite, în care enormele insule de Sargassum plutesc la suprafață.

Cum se explică adunarea algelor Sargassum care după cum se știe se dezvoltă la țărm în această zonă oarecum centrală a Atlanticului de Nord?

În această privință părerile sunt împărțite unii savanți susțin că această masă de alge se alimentează de pe coastele peninsulei Florida, unde se dezvoltă din abundență și de unde valurile le rupe iar curenții Gulf Stream-ului le preia ca apoi să fie deviate în zona liniștită menționată mai sus. Alți savanți sunt de părere că algele de pe coastele Floridei nu ar fi suficiente să alimenteze imensa suprafață a Mării Sargasselor și probabil că este vorba de o comunitate, o biocenoză care s-a adaptat

la viaţa pelagică de larg. Mai există şi o altă părere destul de originară după care aceste sargasse sunt rămase din perioada când exista o punte continentală în această zonă cunoscutul continent Atlantida, iar după scufundare acestea au persistat adaptându-se la viaţa de larg.

În urma cercetărilor efectuate, americanul Parr ajunge la concluzia că aceste alge trăiesc de la 50 de ani până la câteva secole, aşadar nu este exclus ca vestitul navigator Cristofor Columb să fi văzut aceleaşi colonii de sargasse acum 5 secole.

Încă din antichitate, se pomenea de aceste aglomerări de ierburi. Astfel Teofrast, „părintele botanicii" menţionează în lucrarea Istoria plantelor, că la apus de Coloanele lui Hercule se afla o aglomerare de alge. Însăşi Cristofor Columb în călătoria sa din 1492 a rătăcit printre insulele plutitoare de alge.

S-a creat cu timpul o legendă asupra mării misterioase şi înfricoşătoare, că ar fi un imens cimitir de nave. Această legendă a dăinuit până în 1910 când americanul John Murray în urma cercetărilor efectuate dărâmă mitul Mării Sargasselor, prin care nu s-ar putea circula.

În prezent, deşi liniile de navigaţie nu trec prin Marea Sargasselor, totuşi numeroase vase de cercetare ştiinţifică brăzdează apele cu insulele ei plutitoare.

În ce constă cea de-a doua particularitate a Mării Sargasselor, de vin aici, de la mii de km anghilele să se reproducă?

Una dintre enigmele Mării Sargasselor o constituie faptul că anghila europeană (Anguilla anguilla) şi cea americană (Anguilla rostrota) vin aici din cele mai îndepărtate firicele de apă dulce continentală, uneori chiar şi de prin băltoacele noastre, să-şi depună icrele pentru reproducere în Marea Sargasselor.

Anghila, este un peşte teleostean migrator, cu corpul în formă de şarpe, aproape cilindric. Nici o specie de peşte, n-a pus atâtea probleme şi n-a fost învăluit în mister, atâta vreme ca anghila.

Acestea se întâlnesc în toate apele Europei vestice, având posibilitatea să se târască în timpul nopţii şi pe uscat dintr-un bazin în altul, pe distanţe de câţiva km. De asemenea se bagă în nămolul de pe fundul apei, rămânând numai capul afară.

Când anghila ajunge la maturitate - 5-6 ani la mascul şi 6-7 ani la femelă, aceştia se îndreaptă pe râuri către mare şi apoi ocean călătorind spre Marea Sargasselor unde îşi depun icrele şi apoi mor. Peştişorii mici dezvoltaţi din icrele de anghila au o formă foarte curioasă ca o frunză de salcie, transformându-se apoi în formă obişnuită şi începând călătoria spre râurile unde îşi vor duce viaţa, călătorie care durează 2,5- 3 ani.

De ce întreprind anghilele această călătorie pentru a-şi depune icrele, este una din enigmele care încă nu s-a găsit o explicaţie completă până în prezent.

O ipoteză, o explicaţie, care încearcă să lămurească originalitatea Mării Sargasselor este acea prin care se invoca existenţa continentului Atlantida şi deci a altor trasee ale actualului curent Gulf Stream care este drumul principal de deplasare al anghilelor.

După scufundarea Atlantidei, traseul curentului Gulf Streamului se modifică, ajungând spre ţărmurile vestice ale Europei şi deci şi posibilitatea introducerii anghilelor pe râurile din această zonă.

În felul lor, anghilele, efectuând aceste lungi călătorii, pot fi considerate foarte conservatoare în menţinerea locului de reproducere, deşi se găsesc condiţii similare şi în zone mai apropiate.

Petre Gâştescu, Conferinţă Radio, 1982.

6.6.6. Culoarea apei marine

Culoarea apei marine depinde, în condiţiile de apă curată, de starea atmosferei, dar este determinată în multe situaţii de materialele în suspensie, de masa planctonică (alge verzi, albastre), de microorganismele fosforescente. Astfel, Marea Roşie are culoarea roşiatică datorită unor microorganisme cu aceasta nuanţă, Marea Galbenă datorita suspensiilor de loess, Marea Alba datorită gheţurilor.

Predominarea masivă În unele zone a microorganismelor de o anumită culoare, poate să dea patina coloristică a apelor respective (albă, galbenă, roşie).

Determinarea culorii apei marine se face prin comparație cu scara colorimetrică Forel-Uhle constituită din 21 de eprubete umplute cu soluții platino-cobalt sau bicromat cobalt care au culori de la albastru la brun închis.

Culoarea generalizată a apelor oceanice este albastru-verzuie.

6.6.7. Lumina în apa mării

În apa marină, lumina pătrunde până la 100 m și poate ceva mai mult în funcție de diferite condiții. Orizontul de apă luminat, numit **orizontul fotic**, asigură procesul de fotosinteză și deci laboratorul de producere a materiei organice de către plante.

Pe lângă lumina primită de la Soare, în masa apei marine se mai găsesc organisme, de la cele **micro** de tipul bacteriilor fosforescente, la unele mai mari, crustacee, meduze, înzestrate cu aparate fotoluminiscente datorită cărora pot ajunge până la adâncimi de 1500 m.

În raport cu pătrunderea luminii în apa marină se identifică trei zone și anume: fotică sau luminoasă între 10-120 m cu vegetație clorofiliană, oligofotică sau crepusculară între 120-600 m cu bacterii fotosintetizante și afotică sub 600 m lipsită de lumină.

6.6.8. Diagrama T/S

Diagrama T/S constituie o modalitate de reprezentare grafică simultană a temperaturii și salinității folosită în caracterizarea maselor de apă.

Sunt, în principal, două modalități de reprezentare a diagramei T/S (Fig. 6.21; 6.22):

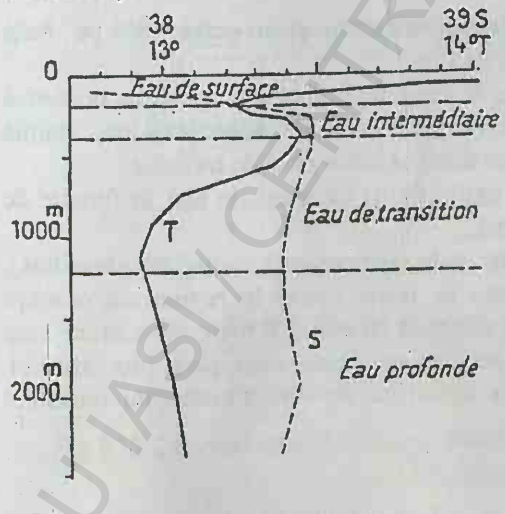


Fig. 6.21. Diagrama T/S după măsurătorile efectuate în Mediterana occidentală în septembrie 1952 (după A. Guilcher)

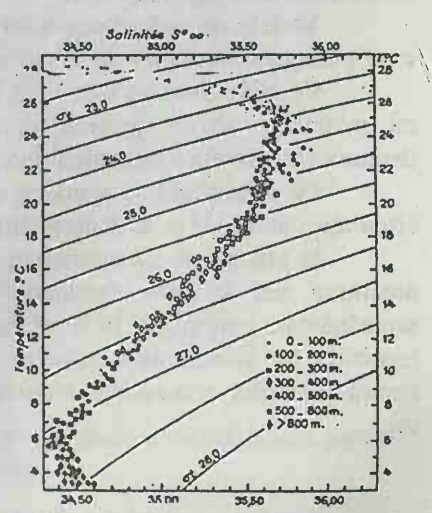


Fig.6.22. Diagrama T/S după măsurătorile efectuate de către OSROM III în decembrie 1958 în Ins. Solomon, Oc. Pacific (după A. Guilcher)

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

»**în prima** se reprezintă pe abscisă temperatura şi salinitatea iar pe ordonată adâncimea într-o singură staţie de măsurare; se obţin astfel, două curbe pe verticală prin care se pot caracteriza categoriile de apă suprapuse respectiv masele de apă;

»**în a doua** se reprezintă pe abscisă salinitatea iar pe ordonată temperatura; în acest mod se poate trasa o curbă cu variaţia temperaturii şi salinităţii pe intervale de adâncime în mai multe staţii de măsurare şi trasarea izoliniilor de densitate (dt) ca rezultantă a relaţiei dintre salinitate şi temperatură.

6.7. TIPURI DE MASE DE APĂ

Volumele de apă ale Oceanului Planetar caracterizate printr-o serie de proprietăţi comune, în principal prin **temperatură** şi **salinitate** pot fi definite ca **mase de apă**. Există şi o serie de diferenţieri între masele de apă, cauzate, în principal, de **radiaţia solară**. Influenţa acesteia se resimte, în primul rând, la suprafaţa Oceanului Planetar (interfaţa dintre ocean şi atmosferă) cât şi prin pătrunderea căldurii şi luminii în adâncime. Asociată cu forţa de deviere Coriolis, în atmosferă, această interfaţa menţine circulaţia atmosferică şi sistemul de vânturi din imediata apropiere a suprafeţelor terestre. Sistemul de vânturi, la rândul său reprezintă un factor hotărâtor în formarea sistemelor de curenţi marini de suprafaţă. Dacă la acestea de adaugă curenţii de gradienţi şi amestecul apei se remarcă influenţa celor trei factori asupra circulaţiei de adâncime.

În funcţie de raporturile dintre temperatură-salinitate (diagrama T/S) se pot stabili mai multe **tipuri de mase de apă**. Separarea maselor de apă cu proprietăţi diferite se realizează prin hidrofronturi (fronturi de contact) marcate prin izotermele de la suprafaţa apei.

Masele de apă se pot **diferenţia pe adâncime şi pe orizontală** pe baza configuraţiei izotermelor de la suprafaţa apei

Pe adâncime se identifică zona de suprafaţă numită **troposfera oceanică** cu schimbări active, datorate atmosferei şi o zonă de adâncime mai stabilă denumită **stratosfera oceanică**. Între cele două există o zonă de tranziţie.

Pe orizontală se remarcă mai multe tipuri de mase de apă în funcţie de circulaţia curenţilor şi de proprietăţile apei.

În funcţie de caracteristicile principale (temperatură, salinitate, densitate), dinamica apei de mare, Oceanul Planetar se poate diviza în regiuni cu condiţii asemănătoare curenţilor. În acest caz se constată că există o mare asemănare între repartiţia lor şi dinamica maselor de aer, de exemplu: zona curenţilor alizeici, contra-curenţilor ecuatoriali, a curenţilor vânturilor de vest, a curenţilor musonici etc.

6.7.1. Masele de apă din regiunile apelor reci

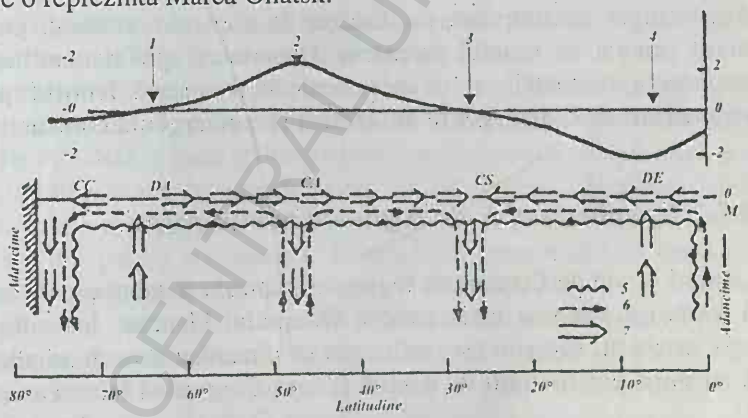
Începând din zona fronturilor polare către poli, se resimt influenţele schimburilor calorice şi de apă dintre ocean şi atmosferă rezultând o scădere

termică în masa apelor de suprafață astfel încât se formează mase de apă mai grele decât cele înconjurătoare, cu toate că au o salinitate relativ mică, cu tendința de a aluneca sub acestea.

În arealele de furtuni, pe direcția de deplasare a ciclonilor și a vânturilor vestice, rezultă **mișcări de alunecare** datorate modificărilor de câmp atmosferic al vântului. Astfel, masele de apă coboară în adâncime până unde densitatea corespunde densității proprii și se răspândesc pe orizontală. În acest fel zona apelor reci se caracterizează printr-o **structură stratificată**.

Datorită contactului dintre regiunile apelor reci cu atmosfera se formează câteva tipuri principale de mase de apă: ape polare de profunzime cu două subtipuri (arctice și antarctice) și ape subpolare intermediare de asemenea cu două subtipuri (subarctice și subantarctice).

Apele polare de profunzime. În zona arctică, locul de formare al acestora este între insulele Spintzbergen și Groenlanda (Marea Groenlandei) acolo unde la peste 2000 m temperatura apei are valori de -1,40C. Modul de formare și de deplasare al acestor mase de apă a fost cercetat în 1956 de către G. Dietrich (cu vasul Antn Dohrr). Aceste cercetări au arătat că pătrunderea apelor în Oceanul Atlantic este îngreunată de pragul groenlando-canadian pe care-l traversează prin zona mediană iar datorită densității mari a apei, se scurg cu repeziciune pe panta sudică a pragului reînoind apele profundale din zona nord-estică a oceanului (Fig. 6.23.). Deplasarea și pătrunderea apelor profundale reci în Oceanul Pacific este îngreunată de strâmtoarea Bernig. O altă zonă în care se formează ape proprii profundale o reprezintă Marea Ohatsk.



Sus tensiunea tangentă a componentei latitudinale a vântului:
1.zona de adâncime joasă a presiunii joase;
2.zona vânturilor de vest foarte puternice;
3.zona latitudinilor tropicale;
4.zona alizeelor foarte puternice.

Jos: CC -convergența continentală;
DA- Divergența antarctică;
CA -convergența antarctică;
CS -convergența subtropicală;
DE- divergența ecuatorială;

Fig. 6.23. Circulația apelor în Oceanul Atlantic la 30° longitudine vestică, în luna august (după G. Dietrich)

În zona antarctică apele profundale se formează în Marea Weddell, pe panta continentului Antarctic, unde, în sezonul rece, temperatura apei scade la 1,9°C iar salinitatea înregistrează valori de 34,62‰ fapt care face să fie cele mai

grele ape din toată marea polară de sud. Din această cauză ele coboară până la fundul bazinului atlantico-indian.

Alte zone de formare a apelor profundale antarctice este între Insula Scoţia de Sud Orcade şi în dreptul continentul antarctic al Oceanului Indian.

Apele subpolare intermediare se formează sub impactul dezvoltării fronturilor atmosferice polare. În emisfera nordică formarea lor este delimitată de părţile vestice ale frontului polar la nivelul zonei nordice a Oceanului Atlantic, în Mările Labrador şi Irmniger şi în zona nordică a Oceanului Pacific la sud de Insulele Kurile (apele subpolare intermediare au o salinitate de sub 33,8‰, coborând, la o distanţă mică de frontul polar, până la aproximativ 900 m pentru ca să se ridice în zona ecuatorială).

În emisfera sudică, datorită dezvoltării circumpolare a frontului polar, apele intermediare formează doar o fâşie relativ îngustă în jurul Antarcticii.

În funcţie de viteza şi direcţia de propagare a maselor de apă din regiunile reci (profundale şi intermediare) se observă o **mişcare de compensare** a acestora. Acest fenomen implică amestecul celor două mase de apă la adâncimi cuprinse între 1000 şi 4000 m (**apa amestecată**). În acest sens se întâlnesc în zona nordică a Oceanului Atlantic şi din zona nord-vestică a Oceanului Indian.

În Emisfera sudică masele de apă formează un **inel hidric**. Acesta se află în strânsă legătură cu dinamica apei de suprafaţă. Stratificaţia apelor în cadrul acestui inel hidric este slabă. Vânturile de vest predominante provoacă deranjarea echilibrului dinamic generând o circulaţie circumpolară puternică care poate antrena întreaga coloană de apă.

Acest curent circumpolar, cu direcţie de deplasare vest-est, prezintă un aspect vălurit generat de relieful submarin. Deplasarea apei este influenţată, pe lângă componenta orizontală şi de cea verticală formează **frontul polar** sau **convergenţa antarctică, divergenţa antarctică şi convergenţa continentală**.

6.7.2. Masele de apă din regiunile apelor calde

La nord şi sud de Ecuator, în regiunile tropicale şi subtropicale, masele de apă caldă formează cea mai mare parte a Oceanului Planetar. În cadrul acestor mase de apă, orizontul superior este influenţat de dinamica atmosferei alizee - care generează **curenţii permanenţi de derivă** şi care ajung până la maximum 200 m adâncime.

Masele de apă din aceste regiuni se caracterizează printr-un salt termic, diferenţieri ale salinităţii, densităţii şi cantităţii de gaze dizolvate (în special oxigen dizolvat). Toate acestea sunt reprezentate prin **stratul de salt** care separă **stratul de suprafaţă** cu o dezvoltare de până la 25 m în Oceanul Indian, 80 m în Oceanul Atlantic şi 100 m în Oceanul Pacific, de **stratul inferior**, care coboară în stratul apelor reci.

Stratul de salt ridică de la aproximativ 200 m adâncime în zonele subtropicale la 20-40 m în partea estică a zonelor ecuatoriale datorită Contracurentului Ecuatorial cu dezvoltare estică.

În ceea ce priveşte **repartizarea salinităţii pe verticală**, pentru zona ecuatorială se observă un maximum relativ redus, dar precis, al salinităţii, în partea

superioară a stratului de salt. Dacă se ia ca exemplu de caz Oceanul Atlantic putem observa şi urmări formarea şi repartiţia acestui maxim care poate fi explicat prin pătrunderea unei mase de apă subtropicală mai sărată sub masa de apă mai dulce de suprafaţă. Rezultând zone cu maximum de salinitate intercalate în zone înguste cu apă mai dulci. Acestea se suprapun pe maximul de salt tropical-subtropical. Odată cu devierea maselor de apă spre sud, la suprafaţă, apare o **regiune ecuatorială a divergenţei**.

Masele de apă se mai pot clasifica şi după **locul de geneză** şi anume: **mase autohtone sau primare** şi **mase alohtone sau secundare**.

Masele de apă autohtone se formează în condiţiile speciale specifice unei anumite zone geografice ale Oceanului Planetar. Ca exemple se pot da: mase de apă polare profundale arctice şi antarctice din Mările Groenlandei, Ohotsk, Weddell etc.

Masele de apă alohtone rezultă din amestecul maselor autohtone cu mase de apă din alte zone. În acest sens se pot exemplifica apele de adâncime din Oceanele Indian, Atlantic etc.

6.7.3. Apele de adâncime din mările mediterane şi periferice

În afară de masele de apă din regiunile reci şi calde, se identifică o a treia categorie de mase de apă, specifică mărilor mediterane şi periferice (marginale).

Acestea au o serie de particularităţi în funcţie de legătura pe care o au cu oceanele apropiate şi de caracteristicile fizico-chimice ale apelor care pot fi asemănătoare sau diferite faţă de oceanul de care aparţin.

Astfel, în masele de apă caracteristice Marii Mediteranei se dezvoltă la suprafaţă o masă de apă cu grosimi de 75-300 m, urmată de o masă intermediară la adâncimi de 300-400 m unde se înregistrează maximum de temperatură şi salinitate datorită aportului de ape de suprafaţă care vin, peste pragul Siciliano-Tunisian, din partea orientală a mării. Aceste mase mai calde şi mai sărate alunecă pe sub apele de suprafaţă din partea occidentală. Urmează, în continuare, o masă de apă de tranziţie cu un minimum termic şi salin între 1000-1200 m.

Sub masa de tranziţie se află masa de apă profundală, cu o salinitate apropiată de cea din masa de tranziţie dar cu un salt termic uşor mai ridicat.

La adâncimi mai mari de 400-500 m şi până la fund, temperatura apei oscilează în jurul valorii de 13°C, generând fenomenul de homotermie.

Schimbul de ape cu Oceanul Atlantic se realizează prin Strâmtoarea Gibraltar. Apa mai sărată a Mediteranei coboară sub cea a Atlanticului până la cca. 1000 m devenind apă de adâncime nord-atlantică.

Apele **Mării Negre** cu un bilanţ hidric pozitiv şi cu salinitate de 18%0 se scurg la suprafaţă spre Marea de Marmara prin Bosfor, iar pe la fund, printr-un curent de compensaţie pătrund apele Mediteranei. Cele două mase de apă se separă prin planul Sprungschicht încheiat spre Marea Neagră.

Absenţa unui amestec pe verticală între masele de apă provenite în urma contrastului de densitate generat de diferenţele de salinitate dintre apele de suprafaţă (17-18‰) şi cele de adâncime (22‰).

Datorită faptului că de la adâncimi de peste 150-180 m în jos, oxigenul dizolvat lipseşte, acesta fiind înlocuit de hidrogenul sulfurat, Marea Neagră este o mare de tip „euxinic".

În funcţie de particularităţile maselor de apă se poate realiza o regionare a Oceanului Planetar. În acest sens putem remarca faptul că există o serie de clasificări realizate de diverşi autori în cadrul cărora se pot observa omisiuni, delimitări imprecise, elemente contradictorii.

6.8. DINAMICA APEI ÎN OCEANE ŞI MĂRI

Interfaţa aer/apă este deosebit de activă şi generează o suită de forme dinamice în orizontul de suprafaţă, cum ar fi valurile, curenţii, mareele etc.

Circulaţia apei oceanice este determinată de doi factori atmosferici, vântul şi încălzirea apei de la radiaţia solară; fac excepţie mareele, care iau naştere datorită atracţiei Lunii şi a Soarelui.

Înmagazinarea unei cantităţi mari de energie calorică în zonele tropicale determină deplasarea unor volume importante de apă spre zonele mai reci, sub forma curenţilor calzi.

În orizontul de suprafaţă, la interfaţa aer/apă, au loc două tipuri de circulaţie a apei: **determinată de vânt** şi **de diferenţele termice** şi **de densitate**.

Circulaţia produsă de vânt este mult mai pregnantă şi cu consecinţe fizice importante (la ţărm) şi biologice (oxigenare).

6.8.1. Valurile

Valurile produse de vânt

Forma de mişcare ondulatorie în orizontul de la suprafaţă este starea normală, obişnuită a Oceanului Planetar. Aceste mişcări ondulatorii sunt determinate de vânt, spre deosebire de alte valuri, produse de cutremur.

Elementele unui val:

»**lungimea de undă** (L) sau lungimea valului este distanţa orizontală dintre două creste sau două depresiuni succesive, măsurată paralel cu direcţia de deplasare a valului;

»**perioada valului** (T) este intervalul de timp măsurat în secunde, în care două creste succesive trec prin dreptul unui punct fix;

»**înălţimea valului** (H) este distanţa măsurată pe verticală între creasta şi depresiunea valului;

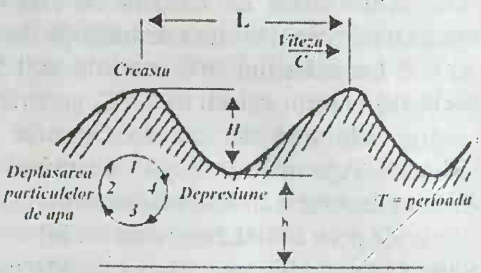


Fig. 6.24. Elementele unui val

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

»**viteza valului** (V) este distanța parcursă de creasta valului, exprimată de raportul dintre L şi T (Fig. 6.24.).

$V = L / T.$

Dacă valurile se formează într-o porțiune cu apă adâncă, particulele de apă de la suprafață efectuează o mişcare circulară. În acest proces dinamic, diametrul cercului descreşte cu adâncimea apei. Astfel, la un H=L/4 (adâncimea fiind egală cu 1/4 din L) diametrul cercului se reduce cu 1/5 din dimensiunea inițială, iar deplasarea apei are loc înainte/înapoi în raport cu mişcarea circulară. De asemenea, viteza particulelor descreşte cu adâncimea, astfel încât la valurile cu o perioada de 10 sec, deplasarea la adâncimea de 100 m este nesemnificativă.

Înălțimea şi perioada valurilor, doi parametri importanți ai acestora, sunt determinați de:

»viteza vântului;

»durata de acțiune a vântului;

»suprafața de desfăşurare (fetch). Fetch-ul este important pentru lungimea de undă a valului, care atinge câteva sute de metri pe oceane. Înălțimea valurilor generate de vânt poate atinge 25 m.

Tipurile de valuri produse de vânt sunt: mare de vânt, hula şi brizanți.

Mare de vânt (sea). Aceste valuri sunt cele din aria de desfăşurare a furtunii şi se caracterizează printr-un aspect neregulat, cu perioade, înălțimi şi direcții diferite. După ieşirea din zona de influență a furtunii, acestea se uniformizează, deplasându-se paralel, transformându-se în valuri de hulă, ce se caracterizează prin lungimi şi perioada mare şi atenuarea înălțimii.

Valurile de hulă pot afecta suprafața unui ocean, aşa cum a observat Institutul Oceanografic Scripps din California, cu o hulă plecată din dreptul Noii Zeelande şi care s-a spart de țărmurile peninsulei Alaska. Valurile de resacă (brizanții) se manifestă în apropierea coastelor marine.

Valurile de resacă (brizanții) se manifestă în apropierea coastelor marine. Brizanții sunt valurile de furtună care se deferlează la țărm. În cadrul acestor valuri, particulele de apă nu mai au o mişcare orbitală, ci se deplasează pe orizontală, generând energie şi procese morfologice costiere.

În funcție de configurația reliefului submers din zona de coastă, valurile, prin refracție, vor concentra energii pe promontorii (convergența) şi vor dispersa energii pe porțiunile mai adânci (divergență).

Prin **spargerea (deferlarea) valurilor**, se formează o pânza de apă pe plajă, pânza care se întoarce apoi pe panta submersă. De asemenea, în lungul țărmului se realizează, din valurile de pe plaja submersă, un curent longitudinal ce se retrage spre mare sub forma unui **curent de retur (ripp current)**. Acestea depind de configurația reliefului submers, de panta plajei, de înălțimea şi perioada valurilor.

Alte tipuri de valuri

Valurile interne (interioare) se datorează diferenței de densitate între orizonturile (stratele) de apă şi se produc în interiorul masei de apă fără a fi vizibile

la suprafață, decât sub forma unor ondulări. Aceste valuri se pot forma și în zona de debușare a apelor dulci.

Valurile produse de ciclonii tropicali de tip hurrican, în zona Golfului Mexic, sunt deosebit de mari și periculoase când ajung la țărm. Aceste valuri ridică adevărate ziduri de apă ce se abat sistematic asupra Bangladeshului și provoacă mari distrugeri și multe victime.

Valurile produse de alunecările de teren sunt violente, cu înălțimi mari și de scurtă durată.

Valurile seismice (tsunami) sunt deosebit de mari ca înălțime și viteze de deplasare. În largul oceanului acestea pot avea o lungime de undă de 180 km și se deplasează cu 350 noduri (1 nod = 1 milă marină pe oră sau 50 cm pe secundă). Sunt frecvente în zona cercului de foc al Oceanului Pacific. Aceste valuri pe măsură ce se apropie de țărmuri, datorită adâncimii reduse cresc în înălțime și se abat asupra uscatului distrugând tot ce întâlnesc în cale.

În ultimii ani, tsunami provoacă mai puține pagube, deoarece adâncurile mărilor sunt supravegheate, seismele sunt înregistrate și transmise la centrul de control internațional din Hawai, care avertizează populația din zona ce urmează a fi afectată.

Valurile staționare (seișe) pot fi generate de furtuni locale sau de schimbări bruște ale presiunii. În cadrul acestor valuri, apa nu se deplasează pe orizontală ci numai pe verticală.

6.8.2. Mareele

Această mișcare a apei, generată de forța de gravitație provocată de Soare și Lună asupra Pământului, se caracterizează prin ridicări și coborâri ale nivelului marin cu o periodicitate zilnică (o dată sau de două ori).

Perioada mareelor este de circa 12 ore și 25 minute, cu o lungime de undă de aproape jumătate din circumferința Pământului, 23.300 km.

Amplitudinea mareelor este cuprinsă între 1-3 m, dar în cazuri particulare poate fi foarte mică (9-12 cm în Marea Neagră) sau foarte mare (20 m în Golful Fundy). Deoarece mareele sunt influențate (determinate) de Lună, producerea lor, cu menținerea intervalului de 12 ore și 25 de minute, are loc cu o întârziere de 50 minute în fiecare zi (Fig. 6.25.).

În timpul rotației Lunii în jurul Pământului, are loc și o atracție gravitațională asupra apei, uscatului și atmosferei. Dintre cele trei componente, efectul se poate observa și măsura asupra apei. Atracția Lunii asociată cu forța centrifugă determină formarea de **protuberanțe în masa apei**, care sunt evidente în partea dinspre Lună. Influența Soarelui este de numai 46% în formarea protuberanțelor, din cauza distanțelor mai mari.

Atunci când Soarele și Luna se găsesc în aceeași linie cu Pământul, efectul astrului solar este mult mai pronunțat. În aceste condiții, mareele, de mare amplitudine, se numesc **maree de sizigii** (in greceste syzigia=unire) și se produc la un interval de 14 zile, la Lună nouă și Lună plină. În situația opusă Soare/Lună, mareele au amplitudine mică și se numesc **maree de cvadratură** (intervalul este tot de 14 zile), când Luna este la primul și la al treilea pătrar (Fig. 6.26.).

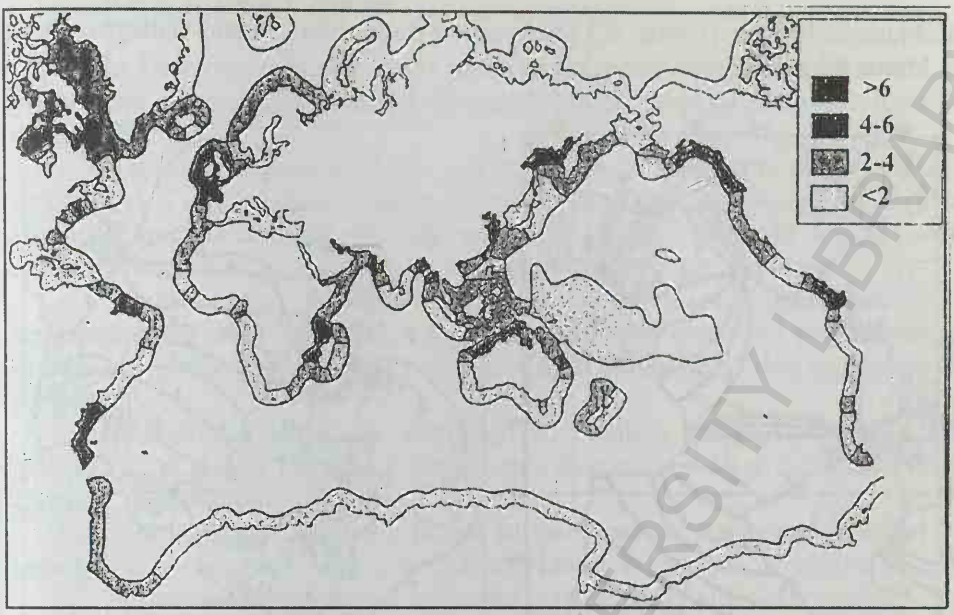


Fig. 6.25. Amplitudinea mareelor primăvara la țărmul continentelor

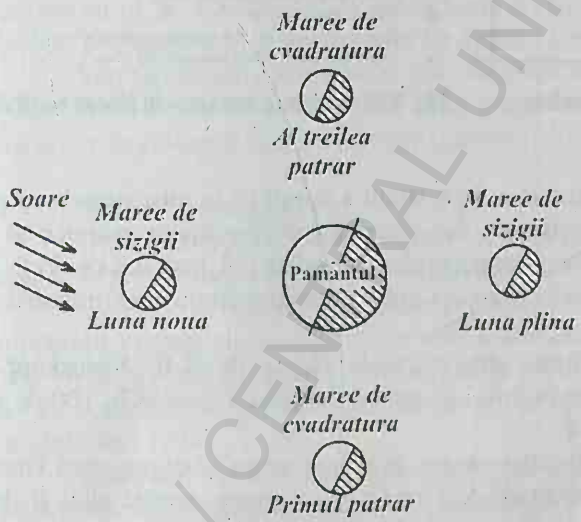


Fig. 6.26. Fazele Lunii şi mareele asociate

Undele mareice sunt reprezentate pe hărți speciale numite hărți cotidale, care unesc punctele cu mareele produse la o anumită oră (linii cotidale). Punctele în jurul cărora se propagă unda mareică se numesc **puncte amfidronice** (Fig. 6.27.; 6.28.).

Mareele generează **curenți mareici** care sunt mai semnificativi în zona de coastă (câțiva km/h). Efectul acestor curenți este transportul aluviunilor, care afectează instalații portuare, iar pe estuare se produc valuri numite bora (pe Tamisa) ce se deplasează în interiorul continentelor pe râurile mari, având înălțimi de 3-5 m şi viteze de 15 km/h. În Franța curenții mareici se numesc **mascaret**, iar pe Amazon, **pororoca**.

Exemple de maree. Cele mai mari altitudini se înregistrează la echinocții: la Mont Saint Michel - Franța, 15 m; în estuarul Severn-Marea Irlandei 16,3 m; la gura fluviului Koksoak Canada, 15 m; în Golful Arabiei (Oman), 12,4 m; la gura fluviului Fitzroy - Australia, 14 m; la gura lui Rio Colorado, 12,3 m; în

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Strâmtoarea Hainan - China, 9,3 m; pe coasta Patagoniei - Puerto Gallegos, 18 m; în Marea Albă, 7,8 m etc.

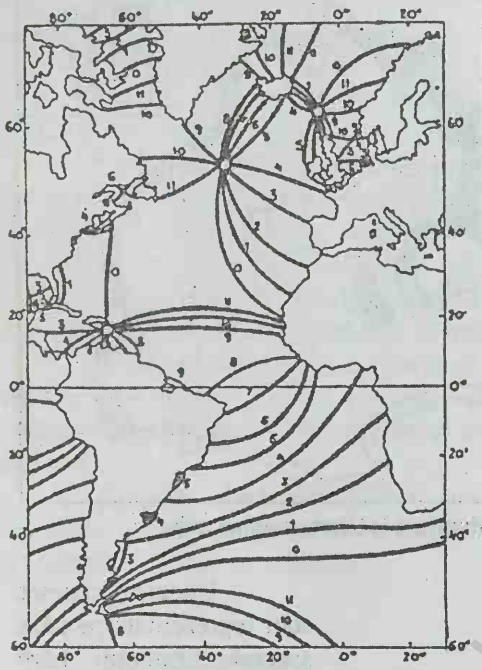


Fig. 6.27. Harta cotidală cu punctele din Marea Nordului

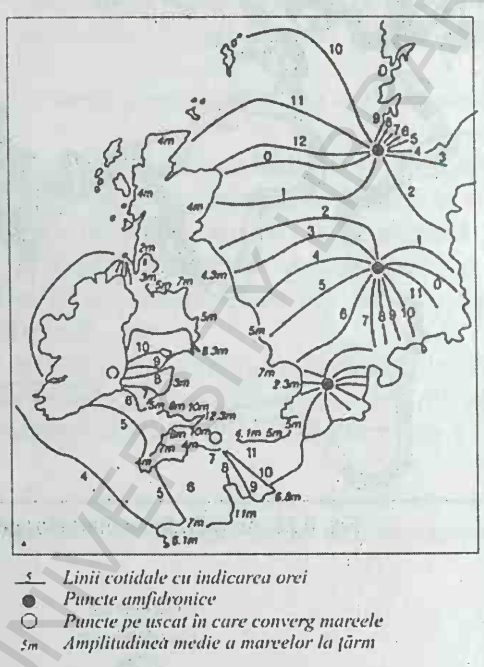


Fig. 6.28. Sistemul mareelor în Marea Nordului

Fricțiunea mareică. În urma unor studii a reieşit că în mişcarea de rotaţia în jurul axei, Pământul nu se roteşte lin, datorită protuberanţelor mareice şi se realizează între fundul mării/oceanului, evident la adâncimi mai mici,o forţă de fricţiune. Această forţă de fricţiune are ca efect încetinirea/reducerea mişcării de rotaţie.

Datorită acestei încetiniri, din calculele făcute de K.B. Krauskopf şi A. Beiser (1966), timpul dintre răsăritul şi apusul Soarelui a crescut în 100 de ani cu 1/1000 parte dintr-o secundă

La scară geologică reducerea vitezei de rotaţie are ca efect creşterea vitezei de revoluţie a Lunii şi o îndepărtare de Pământ şi creşterea duratei zilei şi deci micşorarea numărului de zile dintr-un an. În urma analizelor inelelor de creştere a coralilor fosili a rezultat că în urmă cu 400 milioane ani numărul zilelor dintr-un an era 400.

Concluzia acestor cercetări a fost că apropierea mai mare a Lunii de Pământ în perioadele trecute (zilele mai scurte) determina maree mai puternice care impulsionau evoluţia organismelor cu cochilii tari, iar cele cu cochilii fragile din apele mai puţin adânci supravieţuiau mai greu.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.8.3. Curenții marini

În identificarea și conturarea traseelor curenților și-au adus contribuția, în primul rând, marinarii dar și oameni de știință care nu aveau tangență cu cercetările oceanografice.

Astfel, se menționează un aspect destul de interesant pe la mijlocul secolului al XVIII-lea când velierele americane parcurgeau Oceanul Atlantic de la țărmurile Americii de Nord spre cele vestice ale Europei cu câteva zile mai puțin decât cele engleze și franceze care se îndreptau în sens invers.

Sesizând acest fapt cunoscutul om de știință și diplomat american Benjamin Franklin (1706-1790), a aflat de la marinarii americani că ei urmau în drumul spre Europa un „fluviu oceanic" care avea o direcție SV-NE cu o viteză de 5 km/oră.

Analizând atent aceste informații B. Franklin stabilește traseul acelui „fluviu" de la țărmul peninsulei Florida spre Europa vestică și îl numește Gulf-Strean (Curentul Golfului).

Și în Oceanele Pacific și Indian au fost observate asemenea deplasări ale maselor de ape oceanice, fapt ce au fost consemnate în jurnalele navigatorilor.

Pe măsură ce s-au adunat asemenea informații, la mijlocul sec. al XIX-lea, mai exact în 1855, locotenentul de marină Matthew Fontaine Maury (1806-1873) a întocmit prima hartă a curenților, cunoscuți la acea etapă. Același M. F. Maury schițase cu un an înainte (1854) prima hartă a vânturilor fapt ce l-a determinat să coreleze formarea și traseul curenților cu direcția acestora.

Mai târziu, alți navigatori și cercetători au ajuns la concluzia că deplasarea apelor oceanice se mai datorează diferențelor de temperatură și salinitate și mișcărilor de rotație și de revoluție ale planetei Terra.

Noțiuni generale

După **curenții de hulă și maree** - există încă trei alte categorii de curenți marini: **de strâmtoare, de vânt, de densitate.**

Curenții de vânt și de densitate cuprind cele mai mari suprafețe oceanice în comparație cu celelalte categorii, dar viteza acestora este mult mai mică; cea mai mare viteză a acestor curenți și care se atinge rar este de 100 cm/s, adică mai mult de 2 noduri. Excepțional s-a observat la Curentul Somaliei 6,9 noduri (A. Guilcher, 1979).

Curentul de vânt. Este cunoscut faptul că vântul antrenează moleculele de apă superficiale creând un mare număr de curenți.

Viteza curentului la suprafață este dată de formule care diferă după autori și care sunt:

$$V=\frac{W}{100}*1{,}5 \quad Sau \quad V=\frac{W}{100}*5$$

unde v- viteza curentului si w- viteza vantului

Există o variație a vitezei în funcție de latitudine și prin urmare de vâscozitatea apei de mare (mai mare la temperaturi scăzute).

Prima formulă este caracteristica apelor reci (polare) și a doua apelor calde (ecuatoriale).

Dar şi aici trebuie să se ţină seama de trei factori forţa coriolis, frecare, forma bazinului marin.

Forţa Coriolis nu determină efectiv, o mişcare la suprafaţă, ea deviază mişcările existente datorită altor cauze. Vântul are o deviaţie în raport cu diferenţa de presiune care o provoacă. Pentru curentul marin datorită vântului, deviaţia este explicată prin legea Ekman adică la suprafaţă curentul este dirijat la 450 în raport cu direcţia vântului; la dreapta cu emisfera nordică şi la stânga în cea sudică. Mişcarea se transmite în adâncime cu o deviaţie din aproape în aproape, dar frecarea reduce în acelaşi timp viteza. Dacă adâncimea este destul de mare şi deci fundul nu are nici o influenţă, Ekman arată că la adâncimea la care mişcarea este anulată de frecare, direcţia este de 1800 în raport cu cea de la suprafaţă.

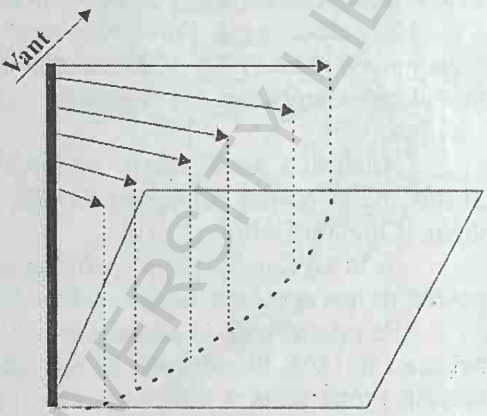


Fig. 6.29. Spirala Ekman

Deviaţia şi amortizarea în adâncime sunt explicate prin aşa numita spirală Ekman (Fig. 6.29.) Din care rezultă că:

»valoarea deviaţiei este independentă de latitudine;

»masa de apă transportată este în medie la 900 faţă de direcţia vântului;

»adâncimea la care se anulează cu inversare completă se numeşte adâncime de frecare.

Tabelul 6.5. Valorile adâncimii de frecare în funcţie de viteza vântului şi latitudine (după J. Rouch)

Viteze vant		Latitudine				
Grade Beaufort	m/s	10°	30°	50°	70°	90°
5	10	182	107	87	78	76
7	15	274	161	130	118	114
8	20	367	215	174	157	152

Adâncimea de frecare (D) este dată de relaţia:

$$D = \frac{7{,}6w}{\sqrt{\sin\varphi}}$$

unde: w - viteza vântului şi φ - latitudinea.

Pentru viteze ale vântului inferioare tăriei 3° Beaufort (4-6 m/s), această relaţie a fost înlocuită de Thorade prin relaţia:

$$D = \frac{3{,}67\sqrt{w^3}}{\sqrt{\sin\varphi}}$$

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Curenţii de vânt sunt deci superficiali sau subsuperficiali în toate regiunile cu excepţia regiunii de origine unde apa este pusă în mişcare.

Legea Ekman este valabilă numai în ape adânci.

Tot Ekman a analizat curenţii de vânt în ape puţin adânci unde deviaţia este inferioară de 450 la suprafaţă mărindu-se destul de puţin spre fund. În apele foarte puţin adânci (adâncimea nu este decât 2/10 din adâncimea de frecare), curentul rămâne în direcţia aproape a direcţiei vântului la toate adâncimile.

Curenţii de densitate

Densitatea apei marine depinde de trei factori salinitate, temperatură şi presiune. Presiunea variază cu adâncimea. Salinitatea şi temperatura au o repartiţie mai complexă. Dacă nu există nici o circulaţie, va fi un ocean mondial în echilibru. Chiar dacă admitem că temperatura şi salinitatea nu sunt aceleaşi în toate părţile atunci apa mai uşoară se va situa la suprafaţă şi cea mai densă la adâncime cu o creştere egală în toate profilele pe verticală şi deci izopicnele (linii de egală densitate) vor fi orizontale.

Dacă izopicnele nu sunt orizontale atunci tendinţa de restabilire a echilibrului va determina curenţi care nu ţin seama de rotaţia pământului.

În fapt, izopicnele nu sunt niciodată orizontale în stratul superior al oceanului şi deci neomogene faţă de omogenitatea celor profunde (Fig. 6.30.).

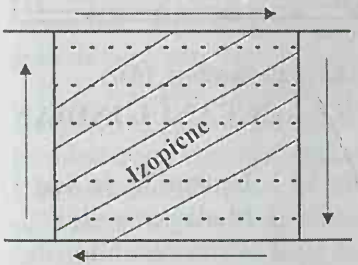


Fig. 6.30. Curenţi de densitate rezultând din neorizontalitatea izopicnelor

Neomogenitatea stratelor superioare se datoreşte diferenţei de salinitate şi aceasta fiind modificată de evaporaţie, aportul fluvial, contactul cu iceberguri etc. Aşadar anomaliile de densitate sunt perpetuu întreţinute şi deci anomalia este o regulă generală.

Prin urmare două straturi de apă suprapuse cu densitate diferită va determina curente de apă pe verticală.

Curenţii de suprafaţă

Această importantă categorie a dinamicii apei trebuie explicată în legătură cu energia solară şi distribuţia ei diferit între Ecuator şi poli. Încălzirea apelor din zona ecuatorială determină o deplasare a acestora la suprafaţă spre poli şi a celor reci dinspre poli spre Ecuator, pe fundul oceanelor.

Această deplasare este influenţată de mişcarea de rotaţie a Pământului, care determină o abatere în emisfera nordică spre dreapta şi în cea sudică spre stânga (legea/forţa Coriolis). Datorită acestei forţe şi respectiv abaterii, alizeele (vânturi constante) au un traseu în diagonală între tropice, de la nord-est spre sud-vest în emisfera nordică şi de la sud-est la nord-vest în cea sudică. Această circulaţie a maselor de aer determină şi o circulaţie corespunzătoare a maselor de apă.

Datorită efectului Coriolis şi respectiva direcţiei alizeelor, în cele două emisfere, spaţiul intertropical, iau naştere curenţii ecuatoriali paraleli (câte unul în cele două emisfere), cu temperaturi ale apei mai ridicate şi care se abat spre vest

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

lovindu-se de țărmurile continentelor. Din acest impact și sub influența vânturilor de vest, acești curenți își schimbă direcțiile (Fig. 6.31.).

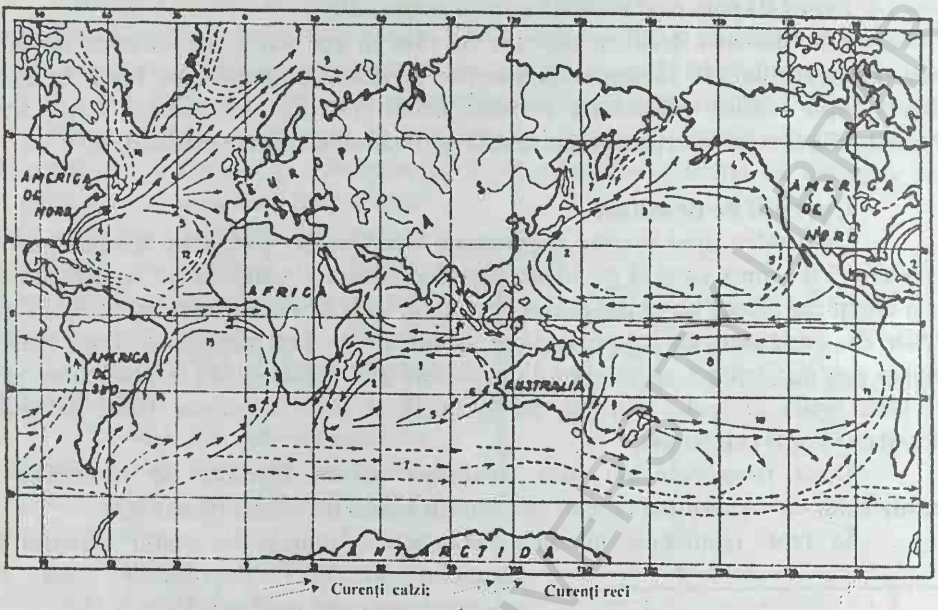


Fig. 6.31. Principalii curenți de suprafață ai oceanului (după Sverdrup, 1942)

OCEANUL ATLANTIC	OCEANUL PACIFIC	OCEANUL INDIAN
1. Ecuatorial de Nord	1. Ecuatorial de Nord	1. Ecuatorial de Sud
2. Antilelor	2. Kuro Siwo	2. Madagascarului
3. Floridei	3. Pacificul de Nord	3. Mozambicului
4. Golfului (Gulfstream)	4. Alaskăi	4. Acelor
5. Azorelor	5. Califomiei	5. Indian de Sud
6. Atlanticului de Nord	6. Kamceatkăi	6. Australiei de Vest
7. Irminger	7. Oja Siwo	7. Antarctic
8. Norvegiei	8. Ecuatorial de Sud	
9. Capului Nord	9. Australiei de Est	
10. Labradorului	10. Pacificul de Sud	
11. Groenlandei	11.Perului (Humboldt)	
12. Canarelor		
13. Ecuatorial de Sud		
14. Braziliei		
15. Benguelei		

Astfel, în **Oceanul Atlantic**, în emisfera nordică, *Curentul Ecuatorial de Nord* începe din dreptul insulei Capului Verde (20° long. estică) ajunge în dreptul insulei Puerto Rico, unde se desface în **două ramuri**: una pătrunde în *Marea Caraibelor* cunoscut sub numele de *Curentul Caraibelor* care apoi iese din Golful Mexic prin strâmtoarea Florida, primește numele de *Curentul Floridei*; a doua ramură se îndreaptă spre nord-vest sub numele de *Curentul Antilelor*. Unirea celor

doi curenți formează *Curentul Gulf-Stream (Golfului)* care din dreptul capului Hatteras (Ameria de Nord), ia direcția nord-est către țărmurile Europei de Vest. În centrul Atlanticului de Nord (40° lat. nordică) zonă numită Delta Gulf-Stram-ului acest curent se bifurcă: o ramură principală spre nord-est, fiind numit *Curentul Nord Atlantic*, iar altă ramură spre est formând *Curentul Canarelor*, cu ape de compensație din adânc și deci un curent rece. Curentul Gulf-Stream are o lățime de 500 km, o viteză de deplasare de 10 km/h, afectează masa de apă până la o adâncime de 2500-3000 m, are temperatura de 20°-25°C, mai mare cu 6°-7°C decât temperatura apelor străbătute și un debit de 100 milioane m³/sec,de o sută de ori mai mare decât debitul tuturor râurilor continentale.

Curentul Nord Atlantic se separă în mai multe ramuri secundare:

»Irminger spre Islanda

»Norvegiei spre Norvegia, care la rândul lui se bifurcă în Curentul Capului Nord și Curentul Svalbard.

Consecințele curentului Gulf-Stream pe țărmurile Europei nord-vestice sunt deosebite prin atenuarea climei subpolare.

În compensare, în emisfera nordică a Oceanului Atlantic, din regiunile arctice (arhipelagurile canadiene și Groenlanda), se formează curentul rece al *Labradorului*, care ajunge până în dreptul peninsulei Noua Scoție. Întâlnirea curentului cald cu cel rece în dreptul insulei Terra Nova, determină aglomerări mari de pești care beneficiază de o densitate mare a planctonului.

Curentul Ecuatorial de Sud din Oceanul Atlantic, prin același efect, ajungând la țărmul Americii de Sud (capul San Roque), se bifurcă, o ramură formând contracurentul ecuatorial iar alta, mai importantă, spre sud-sud-est, numit *Curentul Braziliei*, care în dreptul latitudinii de 45°S, la întâlnirea cu *curentul rece al Antarcticei* și sub influența vânturilor de vest, este deviat spre coastele Africii sub denumirea de *Curentul Benguelei*.

În **Oceanul Pacific** schema se repetă într-o oarecare măsură. Astfel, *Curentul Ecuatorial de Nord* care pleacă din dreptul Americii Centrale cu temperaturi de 25°C, ajunge pe țărmurile arhipelagului Filipine, de unde își schimbă direcția spre nord-est sub denumirea de *Kuro Shiwo* (curent cald în japoneză). La rândul lui, acesta, în dreptul insulei japoneze Honshu, la întâlnirea cu curentul rece ce vine dinspre Kamciatka, numit *Oya Shiwo* (curent rece), își schimbă direcția spre est sub denumirea de *Curentul Nord Pacific*. În apropierea țărmurilor Americii de Nord, se bifurcă în *Curentul Alaskăi* spre nord și *Curentul Californiei* spre sud, care în dreptul Mexicului se comportă ca un curent rece.

În emisfera sudică a Oceanului Pacific, *Curentul Ecuatorial de Sud*, care pleacă din apropierea arhipelagului Galapagos, are o direcție est-vest până în dreptul arhipelagului Solomon, unde își schimbă direcția spre sud, cunoscut sub denumirea de *Curentul Australiei de Est*. Din dreptul insulei Tasmania, vânturile de vest îi imprimă o direcție estică, care în dreptul Americii de sud urmărește țărmul acesteia spre nord sub denumirea de *Curentul Perului (Humboldt)*, care este mai rece decât apele străbătute. Această situație determină și ariditate a coastei chiliene pe circa 1 000 km, atingând un maximum de ariditate în Atacama. Din *Curentul Ecuatorial de Nord al Pacificului*, din dreptul arhipelagului Filipine, se desprinde *Contracurentul Ecuatorial al Pacificului* cu direcția est-vest.

În **Oceanul Indian**, circulația curenților este influențată de circulația musonică a maselor de aer cu cele două direcții în funcție de sezon. În partea nordică a oceanului, datorită peninsulei India, nu se formează un circuit nord ecuatorial ca în Oceanele Pacific şi Atlantic. Aici vom întâlni curenții musonici, cu sensuri diferite, de la sud-sud-vest spre est-nord-est în timpul musonului de vară şi invers în sezonul rece, musonul de iarnă.

În partea sudică a Oceanului Indian, se realizează *Curentul Ecuatorial de Sud* cu direcții est-vest, care în dreptul insulei Madagascar se bifurcă formând *Contracurentul Ecuatorial Indian* cu direcția vest-est şi *Curenții Mozambicului* şi *Madagascarului* care se unesc în sudul insulei formând *Curentul Acelor*. Acesta din urmă ajunge în sudul Africii fiind blocat de *Curentul Vânturilor de Vest*, îşi schimbă direcția spre est formând *Curentul Oceanului Indian de Sud*. Spre țărmul Australiei ajunge ca un curent rece, numit *Curentul Australiei de Vest* închizând astfel circuitul sudic al Oceanului Indian.

În **Oceanul Arctic** nu întâlnim circuite de curenți ca în oceanele Atlantic, Pacific şi Indian. Aici pătrund ramurile curentului nord atlantic, unele compensări produse de aportul apelor continentale (Obi, Lena, Enisei, Mackenzie etc.). Din acest bazin oceanic se scurg apele reci care formează *Curentul Groenlandei de Est* şi *Curentul Labradorului*.

În extensiunea sudică a oceanelor Atlantic, Pacific şi Indian, mai exact între 40° şi 55° lat. sudică, sub influența vânturilor de vest se formează *Curentul Vânturilor de Vest (Antarctic)* cu apă rece care blochează curenții calzi *(Braziliei, Mozambic şi Australiei de Est)* şi trimite ape reci pe coastele estice ale Americii de Sud (*Curentul Perului*), Africii (*Curentul Benguelei*) şi Australiei (*Curentul Australiei de Vest*).

Curenții de adâncime

Aceşti curenți numiți şi **termosalini** iau naştere între straturile de apă cu densități, salinități şi temperaturi diferite. Un astfel de curent a fost semnalat şi dimensionat de T. Cromwell (1951) în partea centrală a Oceanului Pacific, având o direcție contrară curentului ecuatorial de sud, situat la 130 m adâncime, cu o lățime de 400 km, viteza de 5-6 km/h pe o distanță de 6 000 km. Acest curent de adâncime poartă denumirea de Curentul Cromwell.

Ulterior (1957-1958) s-a identificat sub curentul Gulf-Stream un contracurent de adâncime cu o viteză de 10 - 12 km/h (Fig. 6.32.; 6.33.).

Curenții verticali (ascendenți şi descendenți) se realizează prin schimbul de apă mai caldă şi mai uşoară şi celei mai reci şi mai grele.

Curenții de compensare se realizează în condițiile unor denivelări ale apelor, produse de vânturile regulate şi periodice care determină ridicarea unor ape mai reci la suprafață.

Când vântul dominant are direcție paralelă cu țărmul, datorită forței Coriolis apele de la suprafață sunt deplasate spre larg, iar locul lor este luat de apele reci din adâncime, proces cunoscut sub denumirea de upwelling.

Curenții de turbiditate sunt deplasări lente ale sedimentelor în suspensie de, pe fundul platourilor şi câmpiilor abisale. Aceşti curenți pot fi întâlniți pe povârnişul continental ca urmare a şocurilor seismice sau în zona țărmurilor în timpul furtunilor.

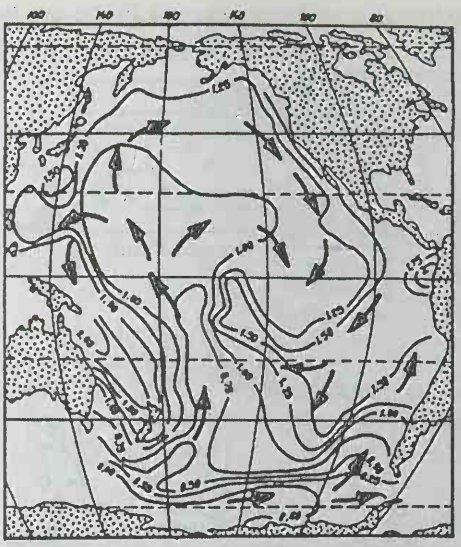


Fig. 6.32. Curentul de fund în Oceanul Indian după izotermele temperaturii potențiale (prelucrare după A. Guilcher, 1967)

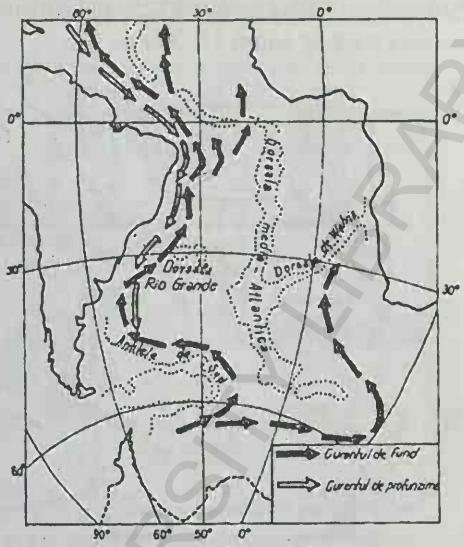


Fig. 6.33. Curentul de fund şi curentul de profunzime în Oceanul Atlantic de Sud (prelucrare după A. Guilcher, 1967)

Fenomenul El Nino

Unii oameni de ştiinţă îl numesc El Nino, alţii folosesc termenul de „warm event", pentru a descrie încălzirea produsă la suprafaţa central-estică a Oceanului Pacific din zona ecuatorială. Fenomenul invers de răcire accentuată a suprafeţei Oceanului Pacific în perioada decembrie-martie, este denumit La Nina. Alt termen folosit pentru a descrie întreaga gamă de procese din cadrul Oscilaţiei Sudice, incluzând aici atât încălzirea cât şi răcirea pe termen lung a suprafeţei oceanului este ENSO (Fig. 6.34.). Acronimul ENSO fiind compus din cuvintele El Nino-Southern Oscilation (Oscilaţia Sudică), unde El Nino este componenta oceanică iar Southern Oscilation este componenta atmosferică a fenomenului.

Primele încercări de explicare a fenomenului sunt legate de numele cercetătorului englez Sir Gilbert Walker, care în perioada anilor `20 a secolului XX se documentează în America de Sud cu privire la El Nino, în încercarea de a prezice musonul Asiatic. El descoperă corelaţia dintre presiunea atmosferica înregistrata la staţiile meteorologice de pe ţărmurile vestice şi estice ale Pacificului (când presiunea atmosferică este ridicată în estul Pacificului în partea vestică valorile sunt coborâte si invers) şi introduce pentru prima dată termenul de Southern Oscilation (Oscilaţia Sudică). Mai târziu, în 1960, profesorul Jacob Bjerknes de la Universitatea California efectuând studii asupra producerii furtunilor în zonele temperate, stabileşte corelaţia între creşterea temperaturii Oceanului Pacific în zona ecuatorială şi multitudinea de fenomene care o insotesc. Bjerkens introduce acronimul de ENSO.

Denumirea de El Nino (Pruncul) a fost dată iniţial de pescarii peruani acestui fenomen ce se petrece, de-a lungul coastei Pacificului în preajma Crăciunului şi constă în înlocuirea apelor reci ale curentului Humboldt cu unele calde. Fenomenul este cunoscut încă din vechime, existând înregistrări scrise în

Peru despre El Nino din 1525, mărturiile geologice reflecta prezența lui pe coasta peruană încă de acum 13.000 de ani.

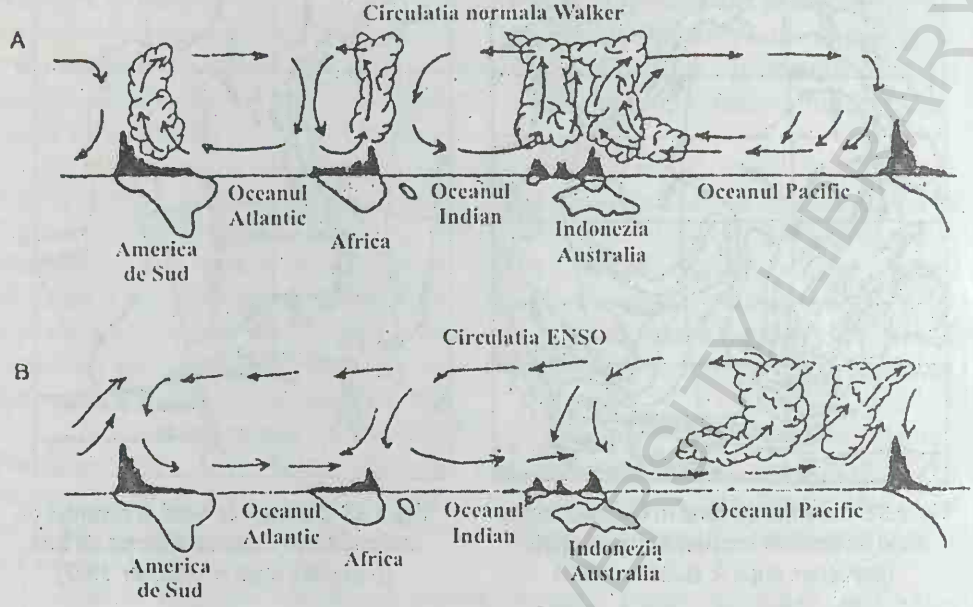


Fig. 6.34. Circulația normală Walker (A) şi circulația El Nino – Southern Oscilation (ENSO) (B)

În mod normal vânturile care suflă spre vest, antrenează apa de la suprafața oceanului, mai caldă, în largul coastelor Indoneziei, determinând o ridicare a nivelului oceanului cu circa 50 cm la țărmul Australiei sau al Noii Guinee. Pe coasta Perului şi a Ecuadorului ia locul apa mai rece, de adâncime, care o înlocuieşte pe cea antrenată de vânt, aducând cu ea cantități importante de nutrienți ce favorizează dezvoltarea unui ecosistem bogat în fauna.

În anii în care se produce fenomenul El Nino toate acestea se schimbă. Odată la doi trei ani, sau la 10-11 ani în cazul fenomenelor majore, vânturile îşi schimbă direcția, presiunea atmosferica se inversează, devenind mai mare în Australia iar panta generală a suprafeței oceanului se modifică. Aceste schimbări determină ca apele de suprafață să nu se mai deplasează spre vest, rămânând pe loc încălzindu-se şi evaporându-se puternic. Drept urmare se produc cicloni şi ploi foarte puternice, mai ales, pe litoralul vestic al Americii Latine dar şi în Indonezia, Filipine şi India.

Dacă la început efectele erau cunoscute doar la nivel local, respectiv reducerea cantităților de peşte colectate, dispariția temporară sau chiar moartea unor specii de păsări datorită curentului cald ce împiedică pătrunderea oxigenului, în prezent se vorbeşte de urmări globale mai ales sub aspect climatic a fenomenului El Nino.

Impactul cel mai puternic al modificărilor climatice se resimte în zonele temperate în perioadele de iarnă, când spre exemplu temperaturile cresc peste medie în vestul Canadei sau SUA (Florida, Texas). Inundațiile şi secetele accentuate de pe glob, care însoțesc fenomenul îşi pun amprenta puternic asupra zonelor în care se produc (Fig. 6.35.; 6.36.). Temperaturile au ajuns la 39°C în

Mongolia, ploile din Kenia au depăşit cu 1000 mm valoarea normală, iar Europa Centrală a suferit de pe urma inundaţiilor.

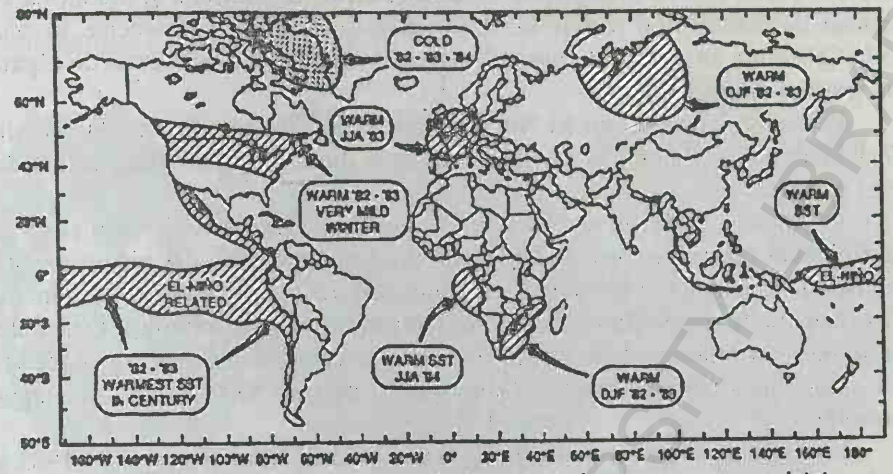


Fig. 6.35. Zonele în care s-au produs temperaturi extreme ce au persistat de-a lungul perioadei 1982-1984

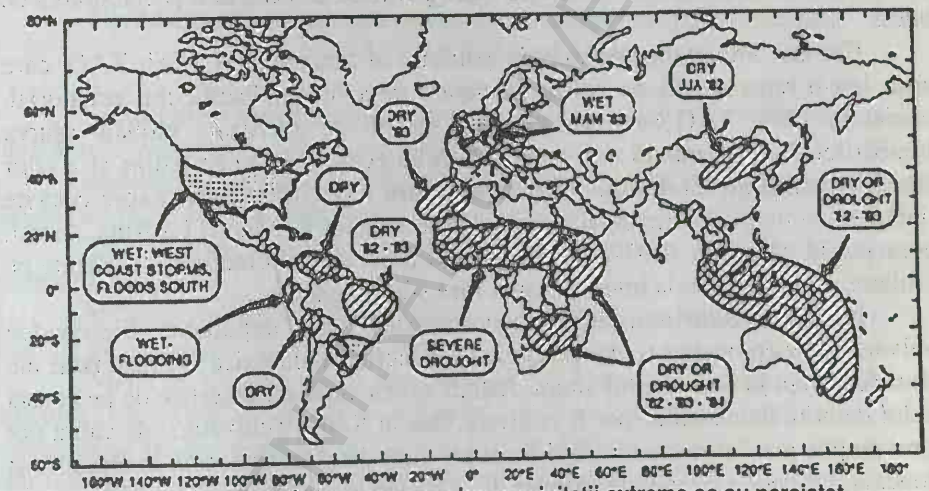


Fig. 6.36. Zonele în care s-au produs precipitaţii extreme ce au persistat de-a lungul perioadei 1982-1984

Spre exemplu efectele fenomenelor El Nino din perioada 1982-1984 s-au resimţit imediat în mediul marin. Păsările de mare de pe Insula Christmas şi-au părăsit puii în încercarea disperată de a găsi hrană în larg. De-a lungul coastelor Perului s-au întors în 1983 doar 25% din populaţiile de foci şi lei de mare. De asemenea efectele au fost la fel de puternice şi pe uscat. În Ecuador şi nordul statului Peru precipitaţiile bogate au transformat zonele deşertice de coastă şi adevărate câmpii înverzite şi au creat lacuri cu suprafeţe foarte mari, în care sau dezvoltat speciile de peşti ce au migrat odată cu inundaţiile dar au apărut şi ţânţarii ce au favorizat focarele de malarie.

Efectele economice au fost de asemenea importante. Producţia de sardine obţinută de Peru în alţi ani, a revenit statului Chile datorită migraţiei peştilor spre

sud, în ape mai reci. Vânturile puternice provocate în vestul Pacificului au provocat taifunuri în Tahiti şi Hawai, pagubele fiind însemnate, iar Australia şi Indonesia s-a confruntat cu incendii de pădure de mari proporţii. Furtunile provocate în acea iarnă în California au provocat inundaţii puternice, iar mai la nord stratul de zăpadă a avut grosimi mari.

Pe seama fenomenului El Nino au fost puse şi inundaţiile catastrofale din 1997 din Germania, Polonia şi Cehia sau secetele din alte regiuni ale globului din aceeaşi perioadă.

În ultimii 100 de ani au fost înregistrate 23 de fenomene El Nino şi 15 La Nina. Cele mai puternice patru El Nino s-au produs după 1980, dar nimeni nu ştie şi nu poate şti dacă acest lucru indică o tendinţă sau pur şi simplu este o întâmplare. În cele mai multe cazuri modificările de temperatură de la suprafaţa Oceanului Atlantic nu s-au resimţit doar numai de-a lungul coastelor vestice ale Americii Latine ci au ajuns până în Insulele Galapagos şi pe cca. 5000 de mile în lungul ecuatorului.

Intensitatea cu care s-a manifestat fenomenul El Nino în anii 1982-1983 şi efectele sale nu numai asupra vieţii marine ci şi asupra condiţiilor climatice globale, au avut ca efect o intensificare a programelor de cercetare şi elaborarea de modele.

Cel mai important program de urmărire al fenomenului a fost TAO, care consta intr-o reţea de 70 de balize plutitoare de-a lungul Pacificului ecuatorial. Încheiat în 1994, TAO este acum primul sistem de avertizare globală asupra schimbărilor de temperatură din ocean. Datorită acestei reţele de balize şi a altor metode, climatologii au destule informaţie pentru a dezvolta teorii despre ceea ce se întâmplă în timpuri normale şi în timpul fenomenelor El Nino şi La Nina. Astfel, fenomenul El Nino din 1997-98 a fost primul prevestit prin modelele realizate pe calculator, chiar dacă nu la intensitatea la care s-a prognozat.

Efectele acestor fenomene prognozate sunt foarte importante. Ele conduc la salvarea de vieţi omeneşti, dar pot aduce şi beneficii economice în unele zone ale globului, e drept în detrimentul altora. Astfel, zonele altădată deşertice de pe coasta Perului datorită inundaţiilor pot fi cultivate, sau în Kenya cultivatorii de cafea pot obţine preţuri mai bune atunci când recoltele sunt distruse de secetă în Brazilia şi Indonezia. Producţia de ulei de palmier din Filipine scade în timpul lui El Nino, iar ţările care prognozează aceste evoluţii pot obţine noi câştiguri. Tot datorită acestor previziuni, in zonele care vor fi afectate de secetă sau inundaţii se pot lua, din timp, măsuri de reducere a pagubelor, a căror valoare spre exemplu a ajuns pentru fenomenele produse in 1982 la peste 13 miliarde de dolari.

6.9. SEDIMENTELE MARINE

Fundul oceanelor şi marilor cu structurile de baza (bazaltice) este tapisat de sedimente neconsolidate care provin de pe continent, în zona marginală, din erupţiile vulcanice, din resturile organismelor marine, din cosmos, cu precădere din zona de larg (pelagică).

În funcție de originea, de modul de depunere și de compoziția sedimentelor, acestea au fost împărțite în: **sedimente terigene** formate în ape puțin adânci și în apropierea uscatului; **sedimente pelagice** formate în ape adânci, în largul mărilor și oceanelor (Fig. 6.37.).

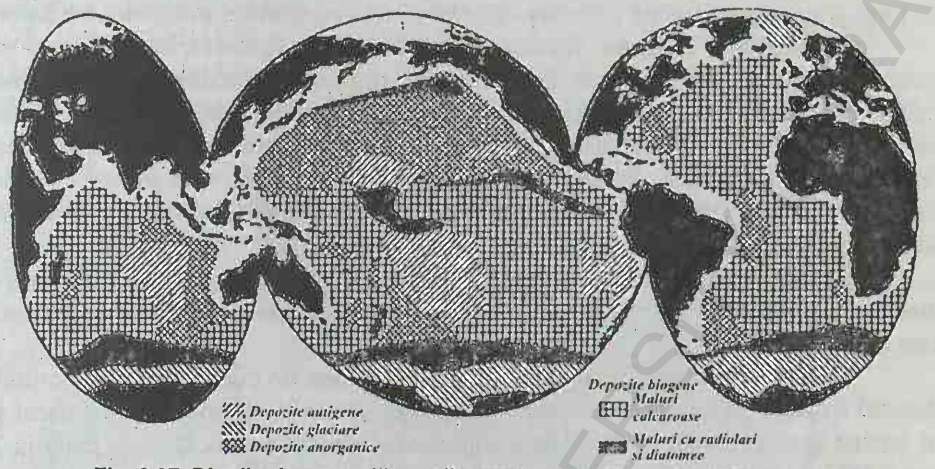


Fig. 6.37. Distribuția generală a sedimentelor pelagice pe fundul oceanului (după Arrhenius și Shepard, 1963)

Sedimentele terigene sunt constituite din materiale provenite de pe uscat, din resturile vegetale și animale din zona litorală.

Sedimentele terigene de origine continentală rezultă din aportul fluvial, din abraziunea țărmului, din prăbușirea/alunecarea porțiunilor de faleză.

Valurile și curenții litorali sunt principalii agenți care dislocă și prelucrează materialul terigen.

În categoria sedimentelor terigene se disting câteva tipuri: *mâluri terigene, depozite de alunecare, turbiditate, depozite glaciare.*

Mâlurile terigene au o componență mineralogica variată în funcție de structura litologică a uscatului apropiat și culori diferite după mediul de sedimentare, de la negru (*mâluri negre* în care predomină substanțe organice și insuficiența oxigenului pentru oxidare) la roșu (*mâluri roșii* în medii bine oxidate). Rata de sedimentare este variată în funcție de apropierea de sursă, dar mult mai mare în comparație cu zona pelagică (în apropierea zonelor de vărsare a fluviilor o rată frecventă este de 100 cm/1000 ani).

Depozitele de alunecare pot fi identificate doar prin profile seismice și rezultă din deplasarea bruscă, fie din faleze, fie pe panta continentală până la piemontul oceanic. În ultima situație alunecările produc curenți de turbiditate. Granulometria (dimensiunile) acestor depozite este heterogenă.

Turbiditele sunt reprezentate prin intercalații de silt (lut) în malurile abisale tipice și care sunt atribuite curenților de turbiditate. Prezența cochiliilor, a unor fragmente lemnoase în aceste depozite atestă proveniența lor de pe platforma continentală. Viteza de sedimentare a turbiditelor este destul de mare.

Turbiditele au fost identificate și în fosele abisale ceea ce indică faptul că aceste procese s-au produs și în epoci geologice mai vechi.

Depozitele glaciare puse în evidență pe platforma continentală și în câmpia abisală sunt constituite din nisip, silt și chiar pietrișuri. Aceste depozite sunt frecvente în bazinele Arctic și Antarctic.

Sedimentele pelagice sunt caracteristice zonelor adânci, la distanțe mari de țărm și sunt reprezentate prin: *depozite biogene, anorganice, autigene vulcanice.*

Depozitele biogene rezultă din scheletele organismelor pelagice în amestec cu mâluri. Acestea sunt denumite după organismul predominant și anume: mâluri cu foraminifere, radiolari, diatomee, cocolite, pteropode, toate fiind forme planetonice. Unele dintre aceste organisme au scheletul silicios (diatomee, radiolari), altele calcaros. Studierea acestor schelete cu carbon -14, sau cu raportul oxigen 18/oxigen 16, a adus informații asupra mediului de viață din trecut al acestor organisme.

Depozitele biogene recifale (mâl alb, calcaros, fin) rezultă din prelucrarea mecanică (valuri) a recifelor de corali. Rata de sedimentare a acestor sedimente este de 5 cm/1000 ani.

Depozitele anorganice sunt mâluri foarte fine de culoare închisă (brună) datorită oxidării cu resturi organice până la 30%, situate la distanțe mari de uscat și în bazine oceanice adânci. Rata de sedimentare este foarte mică, de 1 până la 2 mm/1000 ani.

Depozitele autigene se formează insitu, înaintea acoperirii sedimentului. De regulă acestea rezultă din precipitarea unor săruri din apa oceanică. Mineralul philepsit răspândit pe fundul oceanului Pacific de Sud, nodulii de mangan, fosforitul fac parte din aceste depozite.

Depozitele vulcanice reprezentate prin cenușă vulcanică și fragmente mai mari de roci vulcanice se găsesc în zonele adânci în aria vulcanismului activ (Oc. Pacific). Mâlul de argilă roșie format din silicat de aluminiu hidratat, oxizi ferici, granule de mangan, sticlă vulcanică, piatra ponce rezultă din activitatea vulcanică.

* * *

Grosimea sedimentelor de pe fundul Oceanului planetar variază de la 0 m la 3000-5000 m. Grosimea cea mai mare se întâlnește în apropierea continentelor, pe platforma continentală unde se varsă marile artere hidrografice.

Cea mai mică grosime este pe dorsalele medio-oceanice, în rifturi. Sunt și zone unde datorită curenților de fund puternici sedimentele marine lipsesc.

6.10. APA MARINĂ CA MEDIU DE VIAȚĂ

6.10.1. Considerații generale

Cunoașterea condițiilor de viață și diversitate a speciilor de animale și plante din mediul marin are un îndelungat istoric care a solicitat multe sacrificii umane și cheltuieli materiale. Acest proces, deși se bucură astăzi de o tehnică modernă sofisticată, este încă departe de a se încheia. Cu fiecare expediție

BU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

oceanografică apar noi surprize privind speciile de animale şi plante, cu adaptări la cele mai grele condiţii de viaţă, de la zona litorală până la cea abisală.

Dintre expediţiile oceanografice, două sunt subliniate prin importanţa materialelor colectate şi analizate, prin rezultatele deosebite pentru cunoaşterea biologică a mediului marin. Astfel, prima este cea întreprinsă de Ch. Darwin (Fig. 6.38.) între 1831-1836 pe vasul Beagle şi a doua, tot în secolul XIX, expediţia Challenger, condusă de Sir C. W. Thomson. Această din urmă expediţie a parcurs 68890 mile marine, a efectuat 492 sondaje şi 133 dragaje, 362 staţii oceanografice, a descoperit 4 700 specii noi de animale marine şi a efectuat cel mai adânc sondaj marin până la acea dată, în fosa Marianelor la 8 180 m. Analiza şi redactarea rapoartelor, care cuprind 50 volume, totalizând 29 500 pagini a durat 23 de ani. Un set din aceste rapoarte se găseşte şi la biblioteca Muzeului Grigore Antipa Bucureşti.

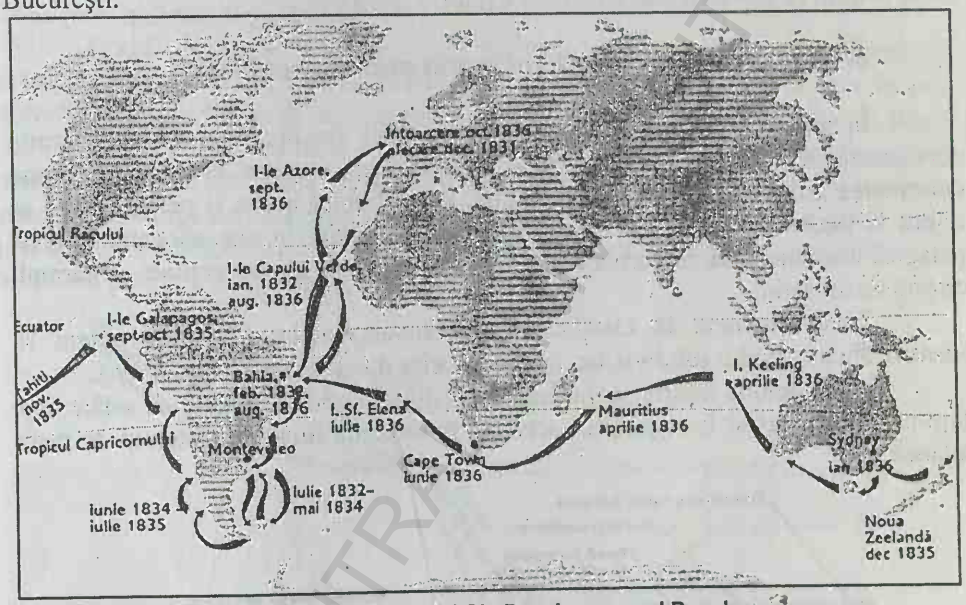


Fig. 6.38. Călătoria lui Ch. Darwin pe vasul Beagle

Aşa cum s-a subliniat şi într-un capitol anterior, una din ipotezele apariţiei vieţii este aceea că a apărut în mediul marin. În acest sens este util să menţionăm câteva proprietăţi ale apei marine favorabile dezvoltării vieţii.

Prima proprietate ar fi calitatea de soluţie tampon în sensul că rezistă la variaţii de stare alcalină sau acidă, PH-ul fiind uşor alcalin, de la 7,5 spre 8,4.

Transparenţa apei care permite pătrunderea luminii până la adâncimi apreciabile, uneori şi până la 200 m, favorizează procesele de fotosinteză şi deci dezvoltarea vieţii.

Capacitatea calorică mare, căldura latentă de evaporare, asigură un ecart mic de variaţie a temperaturii apei, deci o condiţie favorabilă dezvoltării organismelor marine.

La aceste trăsături se mai adaugă componentele chimice destul de variate,care formează compuşi ce asigură condiţii variate organismelor.

Presiunea creşte cu 1 atmosferă la fiecare 10 m ajungând la 1 000 atmosfere în fosele marine, ceea ce impune adaptări speciale ale organismelor profundale şi o delimitare netă pe orizonturi.

Curenţii marini, mareele şi valurile asigură o deplasare a apei marine, constituind, de asemenea, o condiţie a circulaţiei sărurilor minerale, a resturilor organice, a dejecţiilor, ouălor, larvelor şi a unor forme adulte de animale.

Oceanul reprezintă cel mai important rezervor biologic, aici derulându-se 90% din istoria vieţii de pe Terra. Apa sărată constituie o bancă de gene şi reprezintă o resursă cu o valoare inestimabilă. Arborele genealogic al speciilor marine durează de peste 3,5 miliarde de ani de evoluţie, precedând apariţia vieţii pe uscat (aceasta din urmă se apreciază la 540 milioane ani). Din cele 33 de clase de animale, 15 sunt numai în oceane, 5 cuprind vieţuitoare marine în proporţie de 95%, în timp ce numai o clasă aparţine exclusiv uscatului.

6.10.2. Diviziunile mediului marin sub aspect biotic

În această problemă au fost făcute zeci de diviziuni cu denumirile corespunzătoare, totuşi la acestea se constată un numitor comun şi anume delimitarea a două mari domenii: bentolic, adică fundul marin şi pelagic, care se referă la masa de apă situată deasupra fundului marin. În alte accepţiuni, zona pelagică este înţeleasă ca partea marină (oceanică), care nu are contact cu ţărmul, cu substratul solid.

Dacă rămânem la clasificarea (diviziunea) amintită, atunci putem să identificăm mai multe subdiviziuni în cadrul celor două domenii (Fig. 6.39.).

În **domeniul bentic**, organismele se diferenţiază în funcţie de adâncime, fapt care a condus şi la împărţirea acestuia în sistemul litoral şi sistemul de mare adâncă.

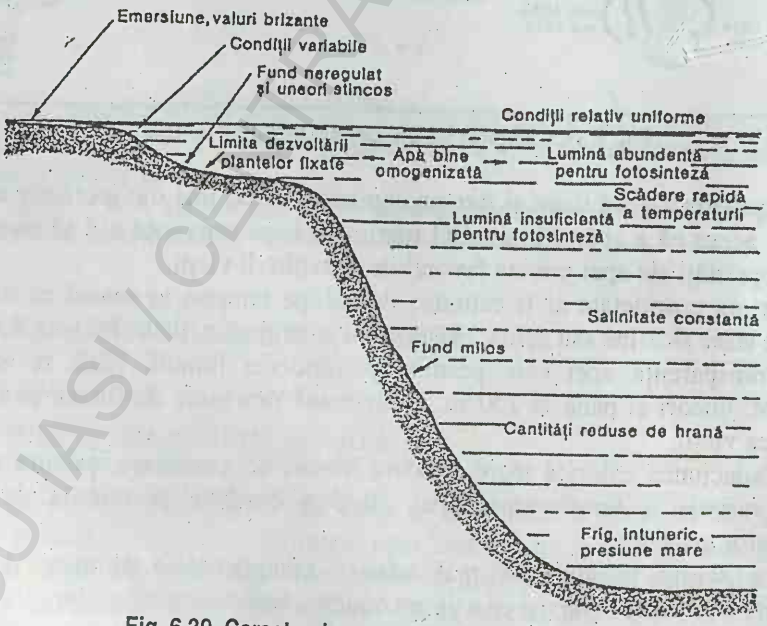


Fig. 6.39. Caracterele generale ale mediului marin

Sistemul litoral (fital) care corespunde fundului marin de la ţărm până la limita povârnişului continental, deci a platformei continentale (şelf), se caracterizează printr-o bogăţie de specii vegetale şi animale, circa 99% din biodiversitatea bentolitică marină. Varietatea faciesurilor litologice, hrana abundentă oferită de planctonul neritic, vegetaţia luxuriantă, aportul de pe uscat, dar şi agitaţia permanentă a apei prin valuri şi curenţi, determină o mare complexitate biocenotică care impune o subîmpărţire a sistemului litoral în câteva etaje şi anume: supralitoral, eulitoral şi sublitoral.

Etajul supralitoral cuprinde zona între limita maximă a umectării litorale şi limita mareei înalte (flux marin). Organismele din acest etaj prezintă adaptări la mediul umed/uscat temporar, la deferlarea valurilor şi chiar a furtunilor cu nisip. Aceste condiţii determină talia mică a organismelor (gasteropode, amphipode) fixate pe stânci sau plaje, licheni etc.

Etajul eulitoral cuprinde zona de fund dintre limita mareei înalte şi adâncimea de 50-60 m. Limita inferioară este dată de adâncimea la care se pot dezvolta plantele fixate de fund (substrat), reprezentate prin alge, iarba de mare (zostera). Speciile de animale trebuie să prezinte adaptări ca şi cele din etajul supralitoral, deoarece şi aici are loc o agitaţie a apei generată de curenţi şi mareele joase. Printre organismele caracteristice se menţionează tot cele cu talie mică, cum ar fi spongierii, briozoarele, ascidiile, gasteropodele, ciripedele etc. care se fixează de fundul puţin înclinat (Fig. 6.40.).

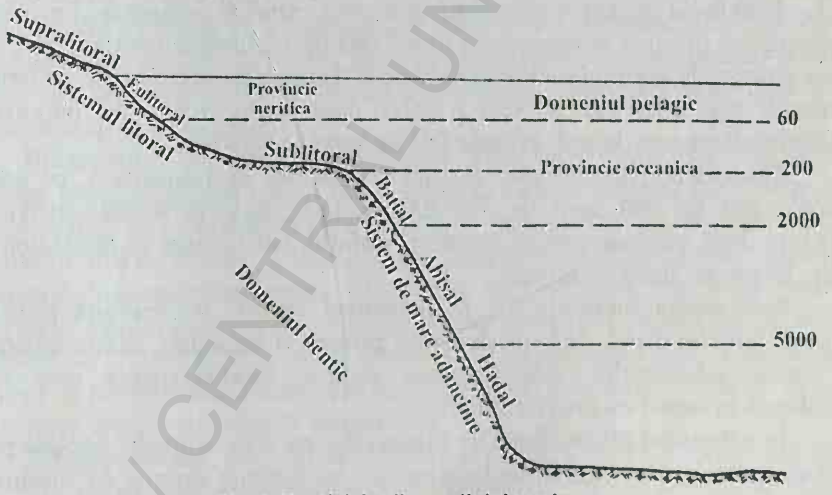


Fig. 6.40. Diviziunile mediului marin

Etajul sublitoral se desfăşoară între 50-60 m şi limita povârnişului continental, adică aproximativ 200 m. Limita inferioară, evident arbitrară, corespunde pătrunderii luminii în mediul acvatic şi până unde se resimt variaţiile termice zilnice şi îndeosebi cele sezoniere. Diversitatea floristică se reduce simţitor până la dispariţie, în schimb se dezvoltă bine speciile de animale şi cu precădere peştii. După cum este cunoscut, platforma continentală (şelful) este aria favorabilă pescuitului.

Sistemul de mare adâncă (afital) este aria fundului marin în care nu mai ajunge lumina, deci nu are loc procesul de fotozinteză, temperatura apei nu mai

suportă variațiile sezoniere şi este scăzută, salinitatea apei este mai ridicată şi constantă.

Lipsind vegetația şi animalele mici (zooplancton), rezerva de hrană este foarte redusă şi constituită din biomasa în descompunere care cade din orizontul superior.

În acest sistem se dezvoltă numai unele plante nefotosintetizante, bacterii, barofile, adică rezistente la presiunea mare care, la adâncimea de 600-800 m ajunge la 600-800 atmosfere.

Şi în acest sistem se disting trei etaje şi anume: batial, care ocupă povârnişul continental, deci între 200-2000 m; abisal între 2000-6000 (7000) m, ocupând câmpia abisală, platourile, guyot-urile; **hadal** sau **ultraabisal** care revine foselor marine.

În **domeniul pelagic** care reprezintă masa de apă oceanică, se disting două provincii şi anume, **neritică** şi **oceanică propriu-zisă**.

Provincia neritică cuprinde masa de apă de la țărm şi până la limita povârnişului continental, adică de deasupra şelfului. În această provincie, datorită influențelor continentale, respectiv apele fluviatile care modifică salinitatea şi chiar temperatura, curenții litorali, valurile şi mişcările termodinamice, creează condiții de oxigenare şi dezvoltare a planctonului, ca urmare a cantităților mari de nutrienți. Toate acestea conduc la dezvoltarea unei faune abundente din care peştii şi alte organisme constituie importante resurse biologice exploatabile.

Provincia oceanică reprezintă domeniul extins al oceanelor şi mărilor şi se caracterizează printr-o independență totală față de influențele continentale. Aici se resimt influențele regimului climatic al masei de aer care sunt funcție de latitudine, influențele curenților marini (reci şi calzi) care produc schimbări importante în caracteristicile masei de apă, azonale față de zona geografică.

Pătrunderea luminii care asigură şi procesul de fotosinteză, pe adâncimi variabile, dar nu mai mult de 200-300 m, face ca şi în această provincie să distingem două mari orizonturi acvatice, **eufotic**, cel luminat şi fotosintetizant şi **afotic**, întunecat, lipsit de lumină.

Sub aspect bioproductiv, în **orizontul eufotic** se dezvoltă principalele verigi ale lanțului trofic, de la producătorii primari şi secundari, la consumatori, dar din cauza substanțelor nutritive mai reduse, biodiversitatea este simțitor simplificată în raport cu provincia neritică.

În **orizontul afotic**, lipsit de lumină dar nu şi de animale, acestea prezintă adaptări speciale, de regulă fiind oarbe sau cu sisteme proprii de luminare. Pe măsură ce creşte adâncimea către abisul oceanic, formele de viață sunt tot mai reduse şi limitate la bacterii şi altele puțin cunoscute.

6.10.3. Comunitățile biologice principale

Biotopurile şi biocenozele variate, de țărm, de fund şi de larg oceanic, conduc şi la împărțirea populației Oceanului Planetar în trei grupe principale şi anume bentos, necton şi plancton.

Bentosul, denumire provenită din limba greacă (abenthos=adâncime), în contextul viețuitoarelor reprezintă totalitate a organismelor dezvoltate pe fundul

marin şi a cărei diversitate şi bogăţie populaţională descreşte pe măsură ce creşte adâncimea. Dacă revenim la împărţirea biotică făcută anterior, bentosul din sistemul litoral este bine reprezentat acoperind circa 99% din animalele marine. Datorită condiţiilor fizico-chimice, bentosul şi îndeosebi zoobentosul, prezintă adaptări **euritermice** şi **eurihaline**. De asemenea, în funcţie de adâncime, se distinge un **bentos fital** (iubitor de lumină) şi unul **afital** (iubitor de întuneric), cu adaptările corespunzătoare.

Bentosul constituie sursa de hrană a peştilor în primul rând, iar prin descompunere sedimentul rezultat de pe fundul marin este studiat sub aspect geologic (paleogeografic şi stratigrafic). Principalele organisme componente ale bentosului sunt: spongierii, coralii, crinoidele, algele, arheociatidele, blastoideele, toate fixate, anelide, lamelibranchiate, gasteropode, crustacee, trilobiţi, gigantostracee, carpoidee, puţin mobile. Dintre acestea, cele mai căutate ca hrană de animalele superioare şi chiar de către om sunt algele, stridiile, echinodermele etc.

Nectonul este ansamblul de organisme pelagice care înoată activ în masa apei prin mijloace proprii, termenul provenind din grecescul nektos (înnotător).

Dintre cele mai reprezentative grupuri de animale (aici nu intră specii de plante) menţionăm peştii, cefalopode (moluşte marine ca nautilul, sepia, caracatiţă), cetaceele (mamifere acvatice cu corpul pisciform şi membrele anterioare transformate în lopeţi, balenele, caşaloţii, delfinii).

Datorită mobilităţii, nectonul are o arie mare de răspândire pe oceane şi mări şi coboară temporar şi la adâncimi de 1000 m (ex. balenele), fapt ce conduce la aprecierea că această categorie controlează producţia planctonului. Resturile organice ale nectonului cad la fundul oceanului, constituind materialul pentru descompunători (ex. bacteriile).

Planctonul, din grecescul plankton (rătăcitor), reprezintă ansamblul de organisme microscopice şi parţial macroscopice, care în cea mai mare parte nu au mijloace proprii de locomoţie şi sunt purtate de valuri şi curenţi, în general plutind în orizontul marin eufotic. Constituit din fitoplancton (organisme vegetale) şi zooplancton (organisme animale), planctonul cuprinde cea mai mare parte din organismele mediului marin şi constituie hrana grupurilor superioare de animale (spre exemplu, balenele se hrănesc numai cu plancton). Evident că domeniul de producere al planctonului (îndeosebi fitoplanctonul) este strâns legat de orizontul eufotic, unde are loc procesul de fotosinteză.

Fitoplanctonul, cea mai importantă şi primară formă de viaţă din mediul marin, prin fotosinteză transformă apa şi dioxidul de carbon în materie organică, baza lanţului trofic din ocean. Ritmul de creştere al fitoplanctonului este foarte mare, în unele cazuri la şase diviziuni celulare pe zi. Datorită acestei capacităţi, în prezenţa unor cantităţi mari de nutrienţi (fosfaţi şi azotaţi), unele alge verzi şi albastre se dezvoltă în exces, fenomen numit înflorirea apei corespunzător fazei de eutrofizare accelerată şi care constituie o malarie a apelor deoarece distruge, prin privarea de oxigen a altor asociaţii vegetale, macrofitele din mediul acvatic.

Zooplanctonul constituie o categorie de organisme marine care se împarte în **holoplancton** (plancton permanent) adică organisme care se comportă ca atare în tot ciclul vieţii şi **meroplancton** (plancton temporar), respectiv fazele larvare ale unor organisme. Zooplanctonul reprezintă o verigă importantă în lanţul trofic

deoarece consumă fitoplanctonul, iar el, zooplanctonul, este consumat mai uşor de organismele superioare.

Dintre grupele zooplanctonice mai importante menţionăm protozoarele din ordinele Foraminifera şi Radiolaria care prin cochiliile depuse (calcaroase şi silicioase) în sedimentele de pe fund, furnizează informaţii despre condiţiile de mediu ale unor perioade geologice. Alte grupe de protozoare care constituie sursa de hrană a organismelor mici din sedimente sunt ciliatele şi infuzorii.

6.10.4. Recifele de corali

Formaţiunile coraligene sau recifele de corali reprezintă unul din mediile de viaţă oceanice cele mai interesante, care au constituie obiectul unor importante cercetări. Formaţiunile coraligene sunt rezultatul construcţiilor de corali hermatipici (madrepori) în simbioză cu algele verzi şi roşii. Coralii sunt caracterizaţi prin schelete calcaroase ce cresc mereu în înălţime pe propriile lor socluri. Înmulţirea asexuată dă naştere la colonii ale căror indivizi rămân legaţi între ei.

Condiţiile apariţiei şi menţinerii recifelor sunt strict invariabile: temperatura în jur de 23°-25°C (18°-36°C limite extreme); adâncime între 0 şi 50 m (limita extremă 600 m); salinitate în jur de 35‰ (limite extreme 27-40‰) PH-ul variabil diurn, respectiv 7,8 noaptea şi 8,9 ziua; turbulenţă scăzută până la medie şi ape oxigenate care pot să atingă saturaţii până la 250 ‰. Aceste condiţii se întrunesc numai în limitele apelor tropicale, inclusiv cele ecuatoriale (30° lat. nordică şi 25° lat. sudică) şi acoperă circa 190 milioane km^2 din suprafaţa oceanelor Pacific, Indian şi Atlantic. Se cunosc şi unele excepţii de la condiţiile menţionate, în sensul că unele genuri de corali trăiesc şi la 69° lat. nordică, la adâncimi de 350 - 500 m şi la temperaturi de 6°-7°C.

Unele specii de corali, tot din ordinul Madreporia, trăiesc şi la 2 200 m adâncime, în ambele situaţii aceşti corali nu formează insule sau recife.

Sub aspect morfogenetic, recifele sunt de patru tipuri:

- **recife litorale** (recife franj) se dezvoltă pe şelf, în lungul ţărmul continental sau insular, atingând lăţimi maxime în dreptul promontoriilor (Marea Roşie, Golful Persic);

- **recife - barieră**, tot în lungul ţărmului continental sau insular, dar la distanţă de 2-16 km, fiind separate de un spaţiu acvatic de tip lagunar; lăţime: recifelor-barieră este de la câteva zeci de metri, la zeci de km (Marea Barieră dl Corali Australiană, lungă de 2 400 km şi lată de 50-150 km);

- **atolii, recife izolate**, de formă circulară sau ovală, întrerup te de porţile cuprinzând în mijloc o lagună (lagoon), cu adâncimi de 40-50 m (în mările Indoneziei, Java, Moluce, Banda, în Oceanul Indian, Marea Caraibilor, în Oceanul Pacific cei mai mulţi). Cel mai mare atol este Christmas din arhipelagul Line, Oceanul Pacific cu 477 km2 şi 260 km perimetru; în multe situaţii, formaţiunile coraligene de tipul atol folosesc ca suport insulele vulcanice submerse, cazuri semnalate de Ch. Darwin (Fig. 6.41.);

- **recife de platformă,** se dezvoltă pe platourile continentale marine cu adâncimi mici; au forme ovale şi lungimi de până la 150 km (Oceanul Atlantic, platoul Bahamas, Florida şi Bermude).

Ritmul de creştere al coloniilor de corali variază după autor, totuşi ca limite se pot menţiona 1,5-3 cm/an. Ch. Darwin, care s-a ocupat de această problemă coraligenă, aprecia că recifele actuale au o vârstă de 20 000-50 000 ani şi continuă să se dezvolte şi astăzi. Prin metodele modeme de datare s-a stabilit, pe baza scheletului calcaros al atolilor din arhipelagul Cook (Oceanul Pacific), că vârsta ar fi de 14-22 milioane ani (Miocenul mijlociu). În alte investigaţii făcute pe calcare coraligene groase de 1 000-1 200 m din unele insule ale Oceanului Pacific, s-a ajuns la concluzia că începuturile acestora ar fi în Terţiarul timpuriu; alte cercetări situează începutul formării insulelor coraligene în Holocenul superior, deci cu 2 000-4 000 ani înaintea erei noastre.

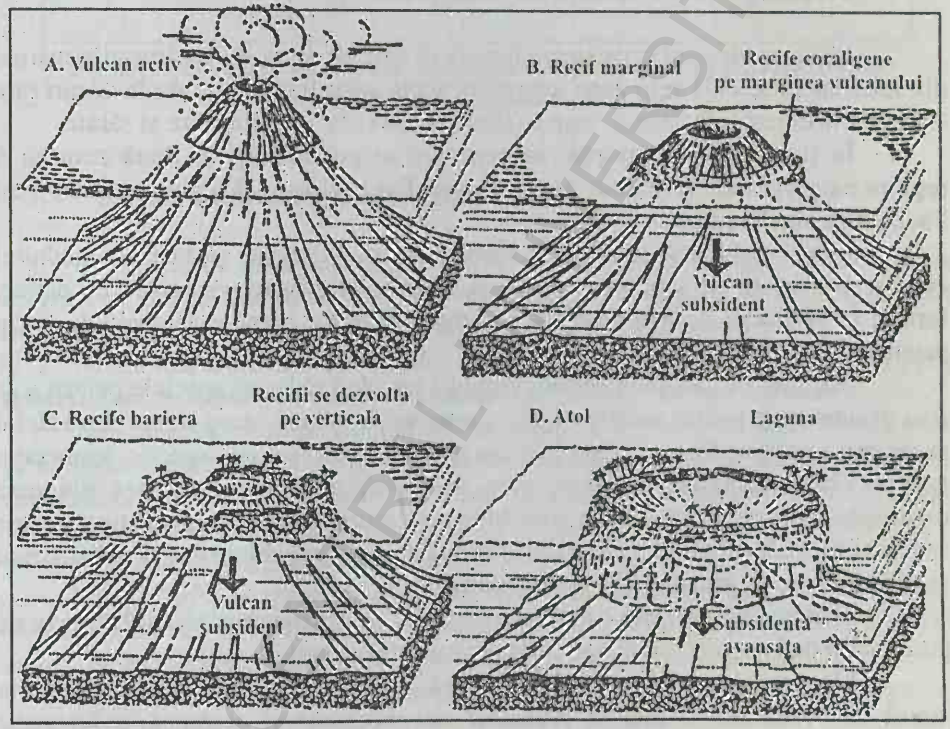


Fig. 6.41. Teoria lui Darwin asupra formării atolilor

Recifele de corali conţin cea mai mare densitate de specii caracteristice din ocean. Dezvoltate în ape sărace în hrană, aceste ecosisteme de coastă depind de propria lor supă complexă, din care se reciclează substanţele nutritive. Cea mai mare diversitate coraligenă se întâlneşte în Asia de sud-est, după care urmează Marea Caraibilor.

Coralii sunt vulnerabili la stresul produs de căldură, iar prin ridicarea temperaturii apei de la suprafaţă din ultimele două decenii, prin depăşirea pragului de 28°C polipi de corali produc alge care produc fotosinteza şi din care se hrănesc, efectul este decolorarea şi moartea recifelor (coloniilor).

Începând cu anul 1995 pe suprafața Oceanului Indian, de la costa africană până la cea indică 70% din corali au murit şi odată cu ei şi alte vietăți care trăiesc în simbioză (anemone de mare, bureți, moluşte). Recifele de corali mai sunt supuse şi la alte presiuni cum ar fi: azotul şi fosforul din reziduurile şi dejecțiile agricole.

Pentru cunoaşterea tuturor cauzelor acestor catastrofe ecologice coraligene s-a înființat Global Reef Alliance care urmăreşte fenomenul în 207 eşantioane (situri).

Recifele de corali protejează o şesime din zonele de coastă marină care sunt şi cele mai dens populate de om. Recifele asigură 10% din producția mondială de ape, ori degradarea lor, pe lângă un dezastru natural este un dezastru social.

6.10.5. Țărmuri marine cu mangrove

Mangrovele sunt ecosisteme forestiere care se dezvoltă la țărmurile marine din zona intertropicală şi în zona temperată acolo unde înghețul apare în cazuri rare şi de scurtă durată, afectate de maree (flux şi reflux) în ape salmastre şi sărate.

În funcție de compoziție mangrovele se pot împărți în două zone şi 6 regiuni biogeografice şi anume: zona Atlantic Est Pacific cu 3 regiuni şi Indo Vest Pacifică cu alte 3 regiuni.

Mangrovele sunt adaptate la condiții destul de variate şi dure ale mediului cum ar fi: variații de salinitate, valuri şi curenți, în estuare variațiilor de debite, furtuni şi hurricane şi în mod deosebit amplitudinii de variație a nivelului marin determinate de flux şi reflux.

Mangrovele, datorită acestor condiții prezintă rădăcini speciale pentru a se fixa în substrat şi pentru aerație. În acest sens se deosebesc două tipuri de rădăcini şi anume: una specifică vegetației de tip Avicennia (Avicennia specus, sonnerația specus, Canguneunaria racemosa) care au forma unei rețele tip stea din care rădăcinile secundare radiază din trunchi la adâncimi de 20-50 cm; alt tip aparține speciilor de Rhizophora la care rădăcinile radiază din trunchi deasupra substratului şi ancorându-se în acesta la 30-40 cm adâncime.

Mangrovele prezintă o zonare în funcție de configurația reliefului zonei de țărm marin de la contactul cu apă către uscatul continental.

Mangrovele joacă un rol important în stabilitatea zonelor litorale prin faptul că protejează țărmul la procesele de abraziune şi captează sedimentele transportate de curenții litorali sau de apele râurilor în interiorul estuarelor (Fig. 6.42.).

Mangrovele constituie un habitat şi refugiu pentru multe plante şi animale şi în special de hrană şi adăpost pentru numeroase specii de peşte şi crustacei (ex. creveți). În aceste condiții direct şi indirect mangrovele prezintă importanță comercială şi recreațională pentru populația riverană.

Supraexploatarea mangrovelor de către populația riverană a atras atenția pe plan regional şi global pentru implementarea de programe adecvate deltaice şi estuariene în scopul protecției acestora.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

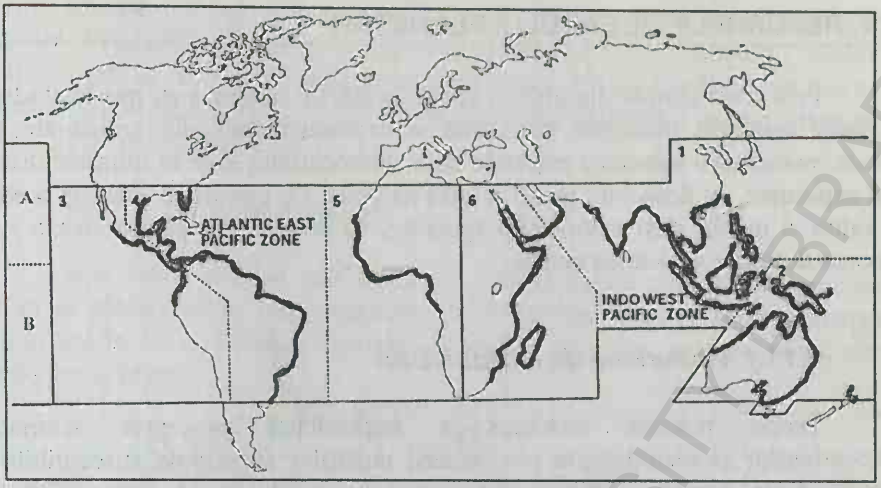


Fig. 6.42. Ţărmurile cu mangrove – împărţite în două zone (A, B) şi 6 regiuni (1-6)
(după G.E.F. Augustinus, 1999)

6.10.6. Lanţul trofic din apa marină

Formele de viaţă din mediul marin, aşa cum s-a subliniat, sunt extrem de diverse şi încă puţin cunoscute. De la formele planctonice la cele superioare (mamifere), există o strânsă interdependentă în aşa numitul lanţul trofic.

Prin lanţ trofic sau ciclu trofic se înţelege ciclul de hrănire care presupune materie şi energie preluată din mediul respectiv (în cazul de faţă cel marin).

Ciclul trofic începe cu producerea materiei organice de către fitoplancton prin procesul fotosintezei. Fitoplanctonul este consumat de zooplanctonul erbivor, care şi acesta la rândul lui, constituie hrana unor organisme superioare, de exemplu sardelele, acestea din urmă sunt consumate de ton (peşte răpitor, lung de 4-5 m şi greutate de 500-600 kg, Thunnus thynnus).

Cantitativ, se apreciază că 1 000 kg de fitoplancton constituie hrana pentru 100 kg ierbivore şi acestea hrana pentru 10 kg de carnivore, până aici procesul având loc prin filtrare. Biomasa de 10 kg serveşte pentru un prădător de 1 kg.

Acest ciclu trofic se poate reprezenta printr-o piramidă, iar relaţiile printr-un model (Fig. 6.43.).

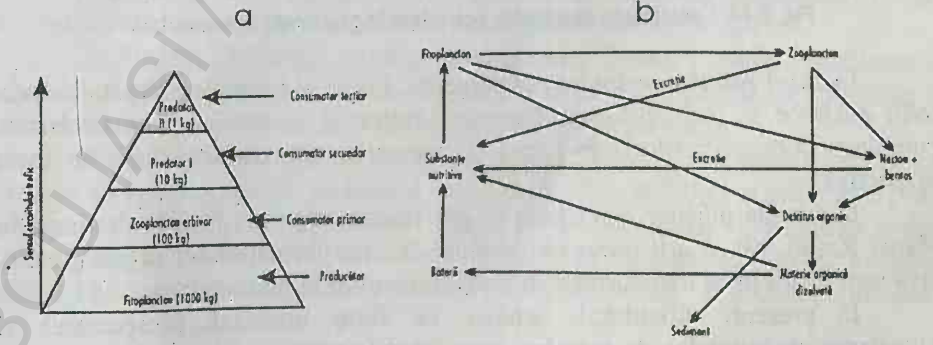


Fig. 6.43. Ciclul trofic – nivele trofice (a), relaţiile dintre unele componente (b)

Prin investigaţiile din ultimul secol, în mări şi oceane s-au pus în evidenţă, pe lângă resursele biologice cunoscute şi exploatate încă din antichitate prin pescuit, numeroase substanţe minerale utile, hidrocarburi, care în ultimele decenii sunt exploatate, cu deosebire petrol şi gaze naturale. De asemenea, energia produsă de valuri şi maree, deşi valorificată sporadic, va constitui în perspectivă o sursă importantă pentru societatea umană.

6.11.1. Resursele de hidrocarburi

Teoria plăcilor tectonice a impulsionat concepţia acumulării hidrocarburilor şi metodologia prospectării unităţilor structurale susceptibile de înmagazinarea acestora. Astfel, s-a ajuns la concluzia că rezervoarele de hidrocarburi se pot întâlni în ariile de convergenţă şi de divergenţă a plăcilor tectonice.

Acumulările de hidrocarburi au loc în mediul marin, acolo unde, după perioade de dezvoltare intensă a materiei organice, în special cea planctonică, dacă urmează un mediu euxinic (lipsă de oxigen), are loc descompunerea hidraţilor de carbon şi formarea hidrocarburilor (Fig. 6.44.).

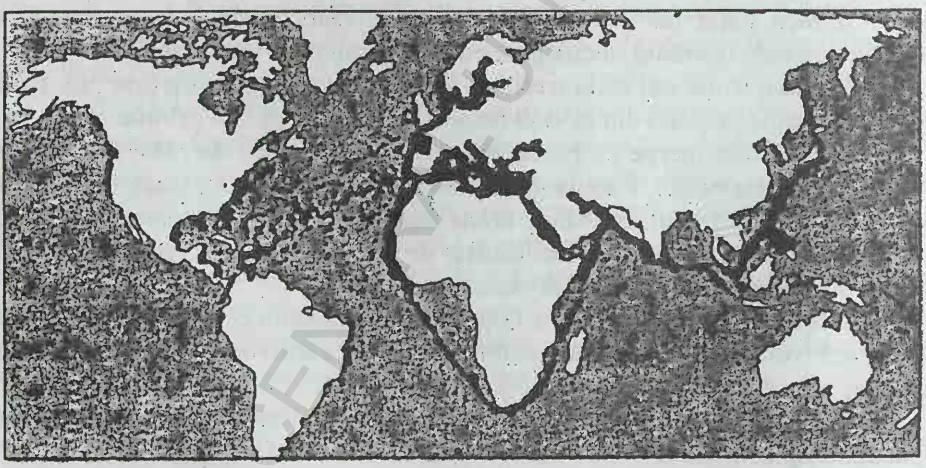


Fig. 6.44. Localizarea resurselor petroliere în platforma continentală

În cazul plăcilor tectonice convergente, fosele şi bazinele marginale devin medii euxinice şi, sub influenţa factorilor tectonici şi termici, este favorizată acumularea hidrocarburilor sub formă de capcane care constituie arii de mare perspectivă.

În situaţia plăcilor divergente se pot realiza atât mări închise de timpuriu (Marea Roşie), cât şi arii oceanice deschise în care formaţiunilor organogene şi sarea sunt fosilizate şi transformate în aceleaşi condiţii în hidrocarburi.

În prezent, dificultăţile tehnice de foraj limitează prospectarea şi exploatarea zăcămintelor de petrol şi gaze doar la platforma continentală. Ariile

marine în care are loc prospectarea şi exploatarea acestora sunt în prezent pe coastele Venezuelei, Mexicului, S.U.A., Arabiei Saudite, Iranului, Emiratelor Arabe, Nigeriei, Australiei, Malayeziei, Indoneziei, Marea Nordului, iar mai recent Marea Neagră. Se apreciază că domeniul marin deţine peste o treime din rezervele mondiale de petrol (Fig. 6.45.).

6.11.2. Sărurile minerale

Apa mării conţine sub formă de **soluţii** săruri minerale în compoziţia cărora se găsesc: sodiu, clor, magneziu, brom, uraniu (acestea fiind exploatate în ultimii ani în SUA, Canada, Japonia, Australia) apoi fier, mangan, zinc, plumb, cupru, aur şi argint.

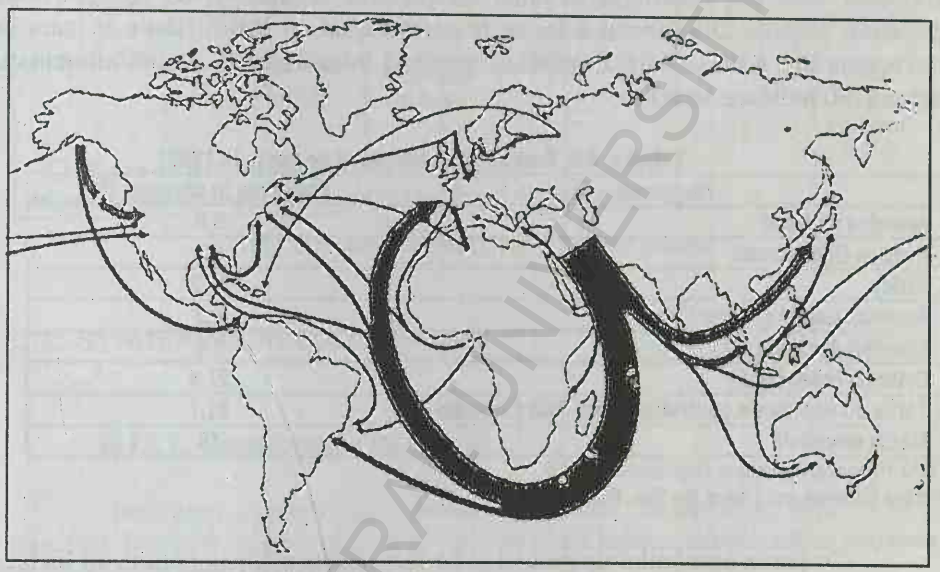


Fig. 6.45. Marile rute maritime de transport petrol

Saramurile fierbinţi (hot briens) care se găsesc la anumite adâncimi în Marea Moartă, în fosa Atlantis II, în fosa Discovery etc., au concentraţii mult mai mari şi anume: 64 % fier, 36,5 % mangan, 20 % zinc, 4,5 % cupru şi 295 g/tonă argint şi 5,6 g/tonă aur.

Aluviunile aduse de apele continentale conţin substanţe precipitate din care se exploatează în unele ţări fier, cositor, titan, platină sau diamante.

În Orientul Mijlociu (Arabia Saudită, Adu Dhabi, Kuwait), funcţionează uzine de desalinizare a apei, de mare capacitate în scopul obţinerii apei potabile; în paralel se obţin şi unele elemente chimice dizolvate în apa mării.

Nodulii polimetalici. În timpul expediţiei Challenger cu peste o sută de ani în urmă au fost descoperite pe fundul marin de la 50 m la 8 000 m adâncime, peste 500 arii exploatabile cu un conţinut mediu de 1 200 tone/km^2. În aceşti noduli polimetalici se întâlnesc 42 elemente dintre care manganul, fierul, nichelul, cobaltul şi cupru sunt în procente semnificative. Rezervele de noduli polimetalici

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

sunt apreciate la circa 40 miliarde tone (rezerve cunoscute) şi la circa 600 miliarde tone (estimate); numai în fosa Atlantis II sunt apreciate la 50 milioane tone.

6.11.3. Resursele biologice

Deşi când vorbim de resursele biologice ale Oceanului Planetar ne gândim imediat la resursa piscicolă, deoarece aceasta a fost folosită ca hrană de către om din cele mai vechi timpuri, gama acestora este mult mai mare, plecând de la fitoplanctonul microscopic şi până la reprezentantul gigantic al vieţii marine, balena. Dacă apelăm la statistici mai recente (1988), constatăm că pescuitul marin acoperea 16% din consumul mondial de proteine animale şi în mod cu totul deosebit, peştele. Din tabelul 6.6., se remarcă faptul că pentru ţările în curs de dezvoltare din Asia şi Africa, peştele reprezintă între 21 şi 28 % din alimentaţia umană (80 milioane tone).

Tabelul 6.6. Ponderea consumului de peşte în 1988*

Regiunea	Ponderea în consum (%)
America de Nord	6,6
Europa Occidentală	9,7
Africa	21,2
America Latină şi zona Caraibelor	8,2
Orientul Apropiat	7,8
Orientul Îndepărtat	27,8
Ţările cu economie centralizată din Asia Centrală	21,7
Media mondială	16

*U.N. Food and Agriculture Organization (FAO), Marine Fisheries and Law of the Sea, Roma, 1993

Creşterea numărului de pescari şi perfecţionarea echipamentului au început să pună în pericol specii mai prolifice şi mai numeroase. Au dispărut o serie de mamifere marine ca: vaca de mare, foca-călugăr caraibiană, nurca de mare şi balena gri atlantică. Alte specii sunt în pericol, la limita dispariţiei, precum o serie de specii de balene (albastră, dreaptă, cu capul înclinat, cu cocoaşă, cu aripioare), leul din Marea Nordului, foca cu blană Juan Fernandez, foca călugăr hawaiană. Unele dintre animale în pericol de dispariţie sunt ocrotite prin acorduri internaţionale ca balena gri din Pacific, dugongul, foca cu blană din Galapagos, foca antarctică cu blană.

Într-un studiu efectuat de F.A.O. se apreciază că în cele 17 zone principale de pescuit din lume au fost atinse şi depăşite limitele naturale de refacere a stocului, iar în 9 dintre ele stocul se află în declin grav.

Dacă se va proceda la o bună gospodărire a fondului de pescuit şi se va reduce poluarea mediului marin, s-ar putea asigura o cantitate de peşte de 100 milioane tone/an, mai mult cu 20 milioane tone decât cele pescuite în 1992. În aceste sens, la întâlnirea de la vârf din 1992 la Rio de Janeiro, s-au inclus în Agenda 21 şi prevederi privind pescuitul oceanic (Fig. 6.46.).

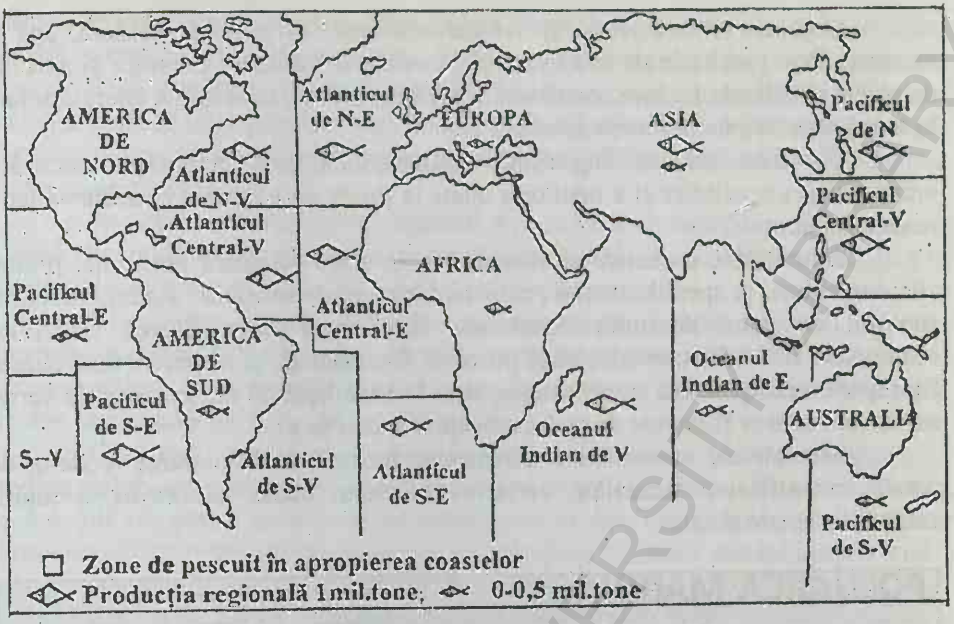


Fig. 6.46. Cele mai importante zone de pescuit

6.12. STAREA MEDIULUI OCEANIC

6.12.1. Considerații generale

După cum a reieşit din capitolele anterioare, oceanele acoperă 71 % din suprafața Terrei, 97% din volumul de apă, 90% din habitat, reprezentând rezervorul biologic al biosferei.

Sistemele oceanice au un rol de neînlocuit în privința climei globale şi a diversității biologice. Fotosinteza marină prezintă o importanță deosebită în această perioadă a excesului gazelor de seră, pentru că ea pune în funcțiune aşa numita pompă biologică ce menține dioxidul de carbon la un nivel moderat. Fotosinteza marină se găseşte şi la baza sistemelor oceanice care furnizează anual circa 80 milioane tone de hrană pentru omenire. Pescuitul marin acoperă 16% din consumul de proteine animale, respectiv, pentru cca. 1 miliard de oameni,. cu precădere din regiunile de coastă şi insulare.

Biodiversitatea marină, de la bacterii până la balenele albastre care ocupă nişe ecologice indispensabile, este fundamentală pentru ciclul trofic, pentru stabilitatea stratului nutritiv şi a pompei biologice.

Se apreciază că 90% din istoria vieții de pe Terra s-a desfăşurat în mediul marin, conferindu-i acestuia o importantă bancă de gene, oceanul planetar fiind locul de trai al mai multor specii de organisme animale decât sistemul terestru, furnizând mai mult de jumătate din bunurile şi serviciile ecologice, acesta joacă un rol determinant în echilibrul ecologic al Terrei.

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Oceanele absorb, reţin şi vehiculează cantităţi mari de căldură, apă şi nutrienţi. Prin procesele de evaporare şi fotosinteză sistemele oceanice şi speciile de plante şi animale incluse contribuie la reglarea climei, transformă energia solară în hrană, descompun deşeurile naturale.

Cu toată această importanţă fundamentală, prin activităţile societăţii umane, starea oceanelor şi a mărilor a ajuns la limite periculoase, în unele situaţii, peste cele naturale.

Schimbările climatice şi atmosferice la scară planetară ameninţă, printre alte consecinţe, şi speciile marine, care sunt extrem de sensibile. Astfel, subţierea stratului de ozon deasupra Antarcticii favorizează intensificarea radiaţiilor ultraviolete (U.V.-B) care afectează procesul fotosintezei, şi respectiv dezvoltarea fitoplanctonului şi micro organismelor, deci la baza lanţului trofic, dar şi la verigi superioare cum ar fi larvele de crabi, creveţi şi a unor peşti.

Semnale ale schimbărilor climatice se remarcă în decolorarea recifelor de corali, intensificarea furtunilor, creşterea nivelului marin ca urmare a topirii calotelor glaciare polare.

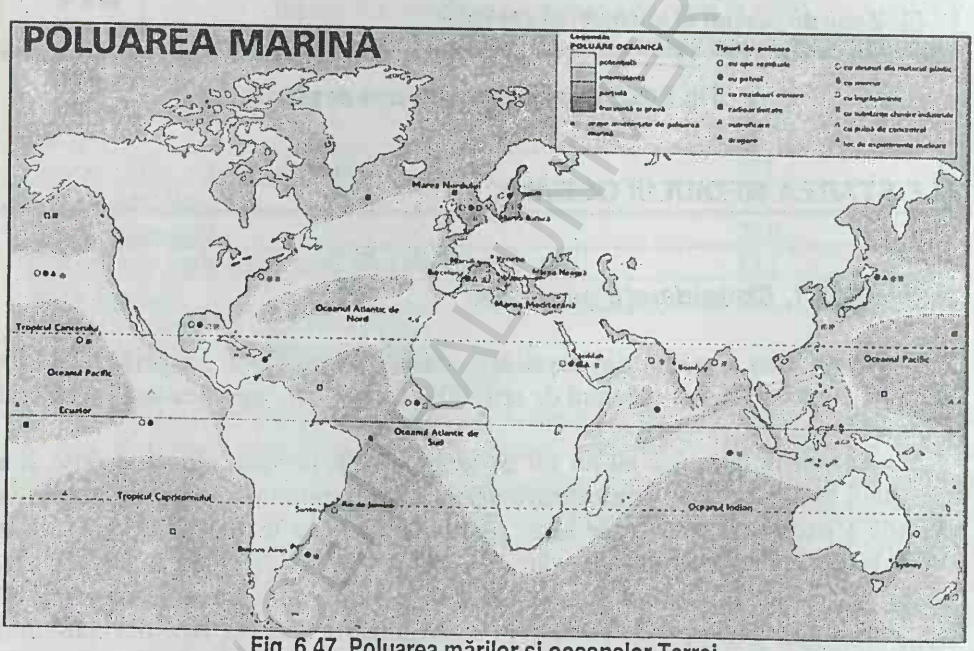


Fig. 6.47. Poluarea mărilor şi oceanelor Terrei

În 1995 se apreciază că s-a înregistrat cea mai ridicată temperatură a apei la suprafaţa Oceanului Atlantic, provocând dilatarea apei şi producerea a 19 furtuni tropicale, de două ori mai multe decât în ultimii 50 de ani.

Paradoxal, dar barierele litorale, dintre care cele ridicate de om cum ar fi digurile marine şi alte amenajări portuare pentru protejarea aşezărilor faţă de furtuni, intensifică eroziunea şi instabilitatea ţărmului, prin crearea unor goluri adânci, intensifică valurile şi vânturile.

Ridicarea nivelului marin până la 95-100 cm în următoarea sută de ani (anul 2100), potrivit unor modele elaborate în funcţie de ritmul de încălzire a

climei, va avea consecinţe dramatice asupra zonei de coastă marină, a suprafeţelor situate la cotele de l m deasupra nivelului actual al Oceanului Planetar. Printre cele mai evidente urmări, ar fi inundarea celei mai mari părţi a oraşului New York, a deltelor joase şi cu o populaţie densă cum ar fi cele din Bangladesh (delta Gange-Brahmaputra), China (deltele Iantzi şi Huanghe), Egipt (delta Nilului), Nigeria (delta Nigerului) etc.

Aşa cum s-a subliniat la capitolul Apa marină ca mediu de viaţă, zona de coastă este mult mai bogată sub aspectul biodiversităţii şi a producţiei biologice în comparaţie cu zona de larg şi de adânc a mărilor şi oceanelor.

Din păcate, tocmai această zonă de coastă suportă impactul cel mai puternic al activităţilor umane, atât din interiorul continentelor prin intermediul râurilor cât şi a celor de la ţărm, dacă se are în vedere că în zona de coastă, pe cca. 60 km lăţime trăieşte 50% din populaţia planetei.

Cea mai mare parte a substanţelor nutritive (azotaţi, fosfaţi), a sedimentelor, a agenţilor patogeni, a substanţelor toxice, a poluării termice şi chiar a poluării cu petrol provin de pe continente şi din transportul maritim. Doar introducerea speciilor străine (poluarea genetică) are origine a marină propriu-zisă.

Nutrienţii în exces determină proliferarea excesivă a algelor cunoscută şi sub denumirea de maree roşie, datorită culorii care variază de la verde la cafeniu sau roşu în funcţie de specia fitoplanctonică. Reţinerea oxigenului şi a luminii la suprafaţă de către alge, dereglează regimul nutritiv de sub pătura de alge şi duce la dispariţia celorlalte comunităţi de organisme şi la apariţia aşa-ziselor zone moarte.

Desigur că poluarea zonei de coastă nu este delimitată, izolată de largul oceanelor şi adâncuri deoarece dinamica apei (valuri, curenţi), transportul maritim, circulaţia maselor de aer poluate favorizează răspândirea poluanţilor.

Reziduurile nutritive ajunse în zona de coastă provin din apele menajere orăşeneşti. Peste o treime din substanţele care poluează mediul acvatic provin din emanaţiile gazoase care se depun pe suprafaţa apei şi care conţin metale grele, substanţe organice volatile.

La aceste căi de poluare trebuie să mai menţionăm depozitarea până nu demult a reziduurilor radio active şi toxice, a forajelor şi exploatărilor de petrol şi gaze, a mineritului marin, cât şi a accidentelor şi scurgerilor din traficul marin.

Toate aceste căi de poluare afectează direct prin contaminare şi reducere a fondului genetic marin, distrugând habitatele respective.

Prin Agenda 21, adoptată la summit-ul asupra Terrei la Rio de Janeiro s-a cerut luarea de măsuri urgente pentru protejarea apelor costiere şi de larg.

Un instrument de implementare a programelor este şi Global Environement Facility (G.E.F.), suportat financiar de Banca Mondială. Un subprogram corespunzător G.E.F. se derulează şi în bazinul Mării Negre, puternic afectat de poluarea autohtonă şi de cea alohtonă (prin reţeaua hidrografică tributară).

6.12.2. Sursele poluării apelor marine

Aşa cum s-a subliniat, peste trei sferturi din poluarea ce ajunge în ocean este rezultatul activităţilor desfăşurate pe uscat.

Sursele poluării marine, în ordinea ponderii sunt următoarele:

»scurgerile şi deversările de pe uscat 44%;
»emisiile de gaze de pe uscat 33%;
»navigaţia şi scurgerile accidentale 12%;
»deversări directe în mediul marin 10%;
»mineritul marin, forarea sonde lor de petrol şi gaze 1 %.

Poluarea cu pesticide. Dintre acestea cele mai răspândite şi nocive sunt: D.D.T-ul (diclordifeniltricloretanul), diedrina, endrina şi binefil policloraţi (P.C.B.), fac parte din poluanţii organici persistenţi (P.D.P.). Ajunse în mediul marin sub formă de pulverizaţii din atmosferă sau prin apele de suprafaţă care drenează zone agricole, sunt preluate în lanţul trafic care are la bază fitoplanctonul. Hidrocarburile clorurate, au repercursiuni asupra capacităţilor de reproducere a păsărilor din zona literală. Fauna piscicolă este afectată de D.D.T care se concentrează în ficat. În Marea Baltică, îndeosebi în golfuri, concentraţiile sunt ridicate, fapt ce a ridicat interzicerea pescuitului de scrumbii. Dacă în unele ţări europene şi S.U.A. s-a interzis folosirea D.D.T.-ului, în schimb în ţările în curs de dezvoltare, tropicale se foloseşte pe scară largă.

Poluarea cu petrol. Se apreciază că 46% din scurgeri de datorează autoturismelor, industriei grele de maşini, 36% rezultă din transportul cu petroliere, 13% în urma accidentelor maritime, forajului marin, infiltrărilor naturale. Peliculele de petrol distrug viaţa marină, în special în zonele de coastă, iar gudronul poluează plajele. Din statistici, rezultă că în oceane sunt deversate peste 9 milioane tone de petrol în timpul transportului, 1,5 milioane tone provin din erupţiile vulcanice şi accidentele exploatărilor submarine şi cca. 3 milioane tone din activităţile industriale de pe uscat. Cele mai poluate zone sunt Golful Piersic, Marea Mediterană, coastele vestice ale Europei şi cele estice ale Americii de Nord şi de Sud. Spălarea cisternelor, descărcarea petrolierelor în porturi sunt surse de poluare.

Mareele de petrol (mareea neagră) care rezultă din accidentele, eşuările unor tancuri petroliere reprezintă catastrofe ecologice care afectează zonele de coastă,

În urma războiului din Golf, armata irakiană a vărsat deliberat în golful Piersic cam 7 milioane barili de petrol. Se presupune că alte 4-5 milioane de barili au fost transportate de fumul încărcat de petrol. La nivel global, aprox. 10% din petrolul care ajunge în apa oceanelor provine din atmosferă.

Poluarea cu ape uzate. Două categorii de ape uzate care au originea pe uscat sunt de semnalat - apele menajere şi apele industriale. Apele menajere netratate conţin mulţi agenţi patogeni, deşeuri din industria alimentară, detergenţi şi cele de la spălarea soiuri lor cultivate.

Apele industriale conţin metale grele, deşeuri radioactive, produse chimice, ape calde. Cel mai periculos metal încorporat de animalele marine este mercurul care prin consumul scoicilor şi peştilor provoacă la oameni intoxicări şi alte afecţiuni.

Poluarea radioactivă. Această sursă de poluare se adaugă celorlalte, cu deosebire prin folosirea mediului marin ca loc de depozitare a deşeurilor radioactive (în prezent interzisă), dar şi din atmosferă în urma experienţelor nucleare, accidentelor de la centralele atomo-electric la mijloacele de navigaţie cu propulsie nucleară.

Poluarea cu sedimente. Cantitățile mai mari de sedimente provenite din haldele miniere, din excavarea terenurilor pentru căi de transport, defrișări de pădure, eroziuni pe terenuri agricole, încarcă apa reducând transparența și respectiv fotosinteza. Particulele fine acoperă icrele peștilor sau sufocă unele ecosisteme submerse costiere. De asemenea, prin sedimente sunt transportați compuși toxici și substanțe nutritive în exces (azotați, fosfați).

Poluarea cu mase plastice. Acest gen de poluare este determinat de pierderile plaselor de prins pește, de la navele de transport și agrement, de la gunoaiele de pe plaje, de la gropile de gunoi etc. Aceste reziduuri pot fi înghițite de către pești sau constituie aspecte inestetice pe plaje. Aceste deșeuri persistă între 300-400 ani dacă nu sunt colectate.

Dat fiind starea mediului oceanic care se deteriorează odată cu intensificarea activităților umane pe uscat și apă, a atras atenția, mai întâi, a oamenilor de știință care au tras un semnal de alarmă, și ulterior a forurilor internaționale preocupate de starea lumii. Conferința Națiunilor Unite pentru Mediu și Dezvoltare din iunie 1992 de la Rio de Janeiro - Brazilia prin adoptarea Agendei 21, la capitolul 17 „Protecția și gospodărirea oceanelor" consemnează numeroase aspecte privind calitatea apei oceanice și măsurile care sunt necesare.

Printre acțiunile majore care au urmat se pot menționa: conferința internațională „Summit of the Sea" din 1997 de la Newfoundland - Canada care a adoptat Carta Oceanului Planetar, declararea anului 1998 ca An Internațional al Oceanului (International Year of the Ocean), expoziția de la Lisabona din 1998 cu deviza „Oceanele, o moștenire pentru viitor".

Aceste acțiuni au fost însoțite și de programe de cercetare și management din care amintim: Integrated Coastal Management (ICM), World Ocean Circulation Experiment (WOCE), Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA), Global Coral Reef Alliance (GCRA), numeroase reglementări privind pescuitul și protejarea unor specii de animale, deversări de ape uzate, transportul maritim etc.

Organizația Maritimă Internațională (International Maritime Organization - IMO), sub egida ONU, devine treptat, un administrator al oceanelor, asumându-și sarcini, de la cele privind transportul până la cele referitoare la poluarea biologică și genetică.

6.13. MAREA NEAGRĂ

(Ahsaena = mohorât la geți si sciți; Pontos Axeinos = neospitalier, Pontos Euxeinos = ospitalier la greci)

6.13.1. Poziție geografică, elemente morfometrice

Poziția geografică. Prin coordonatele sale geografice (40°55' și 46°32' latitudine nordică, 27°42' și 41°42' longitudine estică) o situează în emisfera nordică, zonă temperată, iar prin legătura limitată cu Oceanul Planetar și amplasată în interiorul continentului european, o putem considera ca o mare continentală.

Legătura cu Marea Mediterană se face prin strâmtoarea Bosfor, Marea Marmara, strâmtoarea Dardanele şi mai departe Marea Egee presărată cu numeroase insule.

Principalele elemente morfometrice. Suprafaţa acvatoriului marin este de 413 490 km^2. Dacă se include şi suprafaţa Mării Azov, de 38 000 km^2, cum se întâlneşte în multe studii, evident că suprafaţa se măreşte corespunzător.

Adâncimea maximă este de 2 245 m, iar după alte surse 2 212 m şi se găseşte în partea central-sudică pe un profil ce ar uni, aproximativ, oraşele Ialta din peninsula Crimeea (Ukraina) şi Sinop din peninsula Asia Mică (Turcia). Adâncimea medie este de 1 288 m (după alte surse 1 278 m).

Volumul de apă la nivelul normal este apreciat la 538 124 km^3.

Lungimea maximă de la vest spre est este de 1 150 km, între porturile Burgas (Bulgaria) şi Batumi (Georgia); lăţimea maximă între golful Odessa (Ucraina) şi gura râului Sakarya (Turcia) este de 600 km, iar cea minimă între peninsula Ialta şi Capul Burun este de 300 km. Peninsula Crimeea în nord şi Capul Burun în sud împart bazinul Mării Negre în două compartimente, vestic şi estic, care influenţează şi individualizează circulaţia curenţilor marini.

Lungimea ţărmului este de 4 790 km (fără ţărmul Mării Azov) şi este repartizat, în cadrul ţărilor riverane, astfel: Ukraina 2 007 km; Federaţia Rusă 500 km; Georgia 310 km; Turcia 1 350 km; Bulgaria 378 km; România 245 km.

Bazinul hidrografic al Mării Negre (inclusiv al Mării Azov), se estimează la 2 863 119 km^2. Dacă se exclude suprafaţa celor două mări, suprafaţa efectivă drenată de Marea Neagră şi Marea Azov este de 2 402 119 km^2. Din această suprafaţă efectivă de drenaj (2 402 119 km^2), Dunărea prin cei 817 000 km^2 ocupă 34%, după care urmează în ordinea mărimii Nipru (Dnepr) cu 504 000 km^2 (21%), Don cu 422 000 km^2 (17,6%), Kîzîl Irmak cu 77 100 km^2 (32%), Nistru (Dnestr) cu 72 100 km^2 (3,0%), Bugul de Sud cu 63 700 km^2 (2,6%), (Fig. 6.48.).

Fig. 6.48. Bazinul hidrografic al Mării Negre

În privința ariei de cuprindere a celor 21 de state în bazinul hidrografic al Mării Negre, se remarcă faptul că Federația Rusă și Ucraina dețin aproape 49%, după care urmează Turcia cu 10,7% și România cu 9,98%. Cât privește teritoriul țărilor respective, în raport cu același bazin hidrografic, constatăm că România, Republica Moldova și Ungaria intră în, totalitate în limitele acestuia, după care urmează Ukraina (98%), Austria (97,4%), Slovacia (96,3%), Bosnia - Herțegovina (91%), Iugoslavia (87,1%) ș.a., (Tab. 6.7.).

Cea mai mare parte a bazinului hidrografic este situat în Europa de Est și Centrală, sub influența unui climat temperat continental, în care precipitațiile sunt în medie între 400-700 mm/an cu excepția spațiului carpatic unde media este mai ridicată.

De remarcat că Dunărea în cursul superior și mijlociu, cu râurile ce drenează spațiul muntos alpin și dinaric datorită influenței climatului temperat oceanic, beneficiază de precipitații mai semnificative, fapt ce se reflectă și în debitele de apă, respectiv în modulul scurgerii lichide.

Tabelul 6.7. Bazinul hidrografic al Mării Negre (repartiție pe țări)

Nr. crt.	TARA	SUPRAFETE SI PROCENTE			
		Suprafete (km^2)		%	
		Ale tarii	Ale bazinului aferent	Din suprafata bazinului total	Din suprafata tarii
1.	Federatia Rusa	17075400	578125	24,07	3,4
2.	Ucraina	603700	591550	24,62	98,0
3.	Belarus	207600	118350	4,92	57,0
4.	Polonia	312677	352	0,01	0,11
5.	Republica Moldova	33700	33700	1,40	100,0
6.	Slovacia	49036	47326	1,97	96,3
7.	Cehia	78864	21200	0,88	26,9
8.	Germania	356945	56400	2,35	15,8
9.	Elvetia	41288	1640	0,07	4,0
10.	Italia	301252	184	< 0,01	0,06
11.	Austria	83853	81681	3,40	97,4
12.	Ungaria	93030	93030	3,87	100,0
13.	Slovenia	20251	15400	0,64	76,0
14.	Croatia	56538	31400	1,31	55,5
15.	Bosnia-Hertegovina	51129	46529	1,94	91,0
16.	Albania	28748	160	<0,01	0,55
17.	R.F. Iugoslavia	102173	88967	3,70	87,1
18.	Bulgaria	110912	60625	2,52	54,7
19.	Turcia	779452	257500	10,72	33,0
20.	Georgia	69700	40500	2,90	58,1
21.	Romania	237500	237500	9,89	100,0
	TOTAL		2402119		

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRALA UNIVERSITARA

6.13.2. Geneza şi evoluţia depresiunii marine

În decursul timpului au fost emise mai multe ipoteze despre vârsta depresiunii Mării Negre, dintre care menţionăm pe cea a lui Melanovski (1967), care presupune că s-a format în Precambrian; a lui Neprochnov (1967) care o datează în Paleozoic; a lui Brinkmann (1974) ce o situează în Mezozoicul mediu-superior; a lui Biju-Duval şi colab. (1977), care afirmă că s-a format în Berriasian (Mezozoic superior); a lui Muratov şi Neprochnov (1967), care revin şi o situează în Paleogen-Neogen (Neozoic inferior şi mediu) şi în sfârşit, a lui Nelivkin (1960), care afirmă că s-a format în Cuaternar.

Prelucrarea datelor obţinute din forajele efectuate în zonele povârnişului continental şi abisal din Marea Neagră şi Marea Mediterană, au dat posibilitatea specialiştilor să afirme că cele două depresiuni marine au fost prinse între două platforme epiproterozoice (Est Europeană şi Africano-Arabă) care au făcut parte din Marea Tethys, astăzi resturi ale acesteia, izolate prin evoluţia paleogeografică ulterioară.

Datele geologice şi geografice asupra Mării Negre şi zonele înconjurătoare confirmă existenţa unei mase continentale în timpul Paleozoicului, în sensul unor structuri de tip caucazian şi anatolian care se prelungesc submers sugerând că în Mezozoic şi Neozoic acest spaţiu a fost supus unor presiuni pe direcţia nord-sud.

De asemenea, lipsa stratului granitic şi subţierea crustei terestre la 18-24 km în zona centrală a Mării Negre şi depunerea sedimentelor direct pe stratul bazaltic, indică nu o compresiune aşa cum s-a menţionat mai sus, ci o distensiune. Acest fapt s-ar explica printr-un proces de eroziune subcrustală şi subaeriană.

Evoluţia bazinului marin în Cuatemar, timp de 600 000 ani s-a caracterizat prin perioade când comunica cu Marea Mediterană şi perioade când se întrerupea legătura. În aceste condiţii, apele marine erau când sărate când salmastre sau dulci, cu repercursiuni asupra faunei.

În ceea ce priveşte structura litologică a fundului marin, potrivit forajelor din ultimii 30 ani se constată, aşa cum s-a menţionat, prezenţa stratului bazaltic în zona abisală peste care sunt depuse sedimente neconsolidate, care spre margine sunt dispuse pe granite. Substratul bazaltic se găseşte partea superioară a mantalei. Rata depunerii sedimentelor în partea central-bazaltică a fost apreciată la 15 cm / 1 000 ani.

6.13.3. Caracteristicile morfostructurale

Configuraţia morfobatimetrică permite identificarea principalelor unităţi morfostructurale care caracterizează cele mai multe bazine marine de tip tectonic. Astfel, de la ţărm spre centrul Mării Negre distingem (Fig. 6.49.):

»**şelful (platforma continentală)**, care este delimitată începând cu izobata de -100 m şi până la cea -200 m în funcţie de interferenţa acestuia cu povârnişul continental; desfăşurarea cea mai mare a şelfului este în partea nord-vestică, atingând 200 km lăţime în Golful Odessa şi foarte restrâns pe ţărmul sudic; suprafaţa totală a şelfului ocupă circa 30%; în cadrul acestei unităţi se pun în evidenţă văile submarine aparţinând unor paleorâuri;

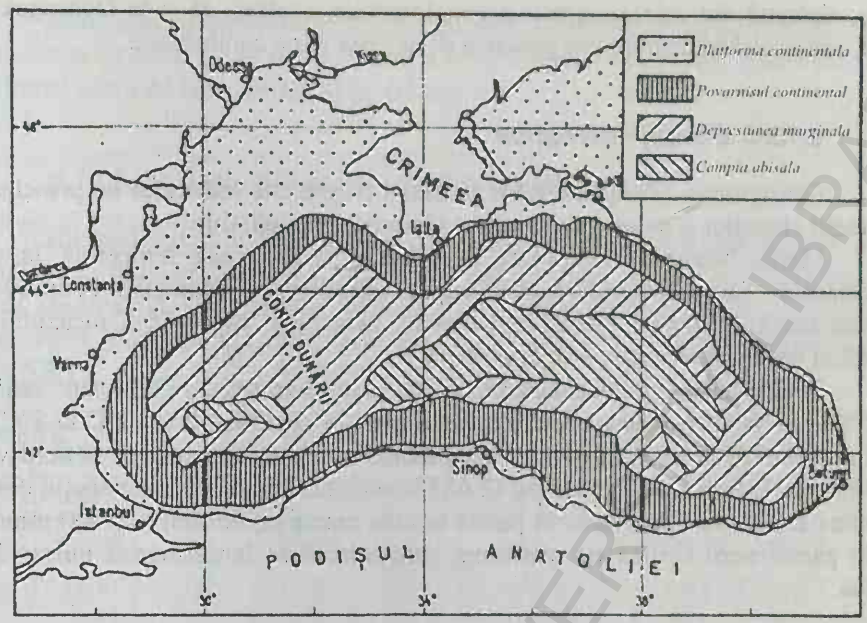


Fig. 6.49. Marea Neagră – principalele unități morfostructurale (după SA Ross şi colab., 1974)

»**povârnişul continental** înfăşoară aproape uniform zona centrală, dar cu valori ale pantei ce variază între 8°-10° şi uneori între 20°-22° în partea sud-estică; pe povârniş se pun în evidenţă canioane submarine, în mare parte, continuarea văilor submarine de pe şelf, cele mai multe fiind în dreptul ţărmurilor peninsulei Crimeea, munţilor Caucaz şi Anatoliei, acestea fiind sculptate în perioadele de nivel scăzut ale Mării Negre; tot pe povârniş au loc şi alunecări ale sedimentelor uşor consolidate provocate de cutremure; suprafaţa ocupată este de circa 27%;

»**depresiunea marginală (soclul continental)** reprezintă zona de trecere către zona abisală şi care se caracterizează prin pante reduse cu mai multe neregularităţi formate din materialul alunecat, mici dealuri şi cel mai important, conul abisal al Dunării situat în partea nord-vestică; această unitate morfostructurală ocupă circa 31%;

»**zona abisală (câmpia abisală)** situată în centrul Mării Negre cu o extindere mai mare în partea estică, se caracterizează prin adâncimi de peste 2 000 m, domeniul depunerilor determinate de curenţi de turbiditate; suprafaţa ocupată este de circa 12%.

Ţărmul marin prezintă diferenţieri care sunt în relaţie directă cu relieful unităţilor învecinate (munţi, podişuri şi câmpii şi anume:

»**o zonă litorală franjurată**, abruptă şi stâncoasă în partea sudică (Turcia) şi estică (Georgia, parţial Rusia)

»**o zonă litorală rectilinie**, joasă cu limane, lagune şi deltă în partea nordică (cu excepţia ţărmului Crimeei) şi nord-vestică (Ucraina şi România).

Marea Neagră are o singură insulă, în partea vestică, Insula Şerpilor, situată la 45 km distanţă de oraşul Sulina (48°15'53" latitudine nordică şi 30°14`41`` longitudine estică) în suprafaţă de 17 ha (28 ha), înălţimea maximă de

40 m, alcătuită din calcare, gresii şi conglomerate, aceleaşi ca şi în Dobrogea de Nord, demonstrând apartenenţa genetică de această parte continentală.

6.13.4. Condiţii climatice

Configuraţia bilanţului hidric al Mării Negre este influenţat de principalii parametri climatici şi anume temperatura vânturile precipitaţiile.

Marea Neagră este situată la trecerea dintre zona temperată la cea subtroipcală. Ţărmurile sudice ale Crimeei, Bulgariei şi Rumeliei (Turcia) se caracterizează (printr-un climat subtropical uscat, iar ţărmurile Caucazului şi Anatoliei printr-un climat subtropical umed.

Temperatura medie anuală creşte de la nord-vest (10-11°C) către sud-est (15,5°C); tot în acelaşi sens cresc temperaturile din ianuarie (de la -2°C la 8°C) şi din luna iulie (de la 23°C la 24°C). Precipitaţiile medii anuale cresc de la nord-vest (365 mm/an la Sulina) către sud-est (2 685 mm/an la Batumi). Într-un spaţiu destul de întins al acvatoriului marin, în partea vestică precipitaţiile sunt sub 300 mm/an, iar în partea nord-vestică pe platforma continentală se înregistrează numai 200 mm/an.

6.13.5. Temperatura apei

La suprafaţă, temperatura este apropiată de cea a aerului cu mici diferenţe datorate inerţiei mediului acvatic în procesul de acumulare şi de cedare a energiei calorice potrivit relatiei:

$T_{apa}=0,127-2_{aer} + 0,587\ T_{aer} + 5,17.$

Astfel, temperatura medie anuală este de 11°C în nord-vest (golful Odessa) şi 16°C în sud-est la Batumi; în luna februarie variază de la 0°C în nord-vest când în iernile mai aspre se formează şi gheaţă la ţărm la peste 8°C în sud-est, iar în luna august creşte în acelaşi sens de la 19°-20°C în nord-vest la 24° în sud-est. Valorile amplitudinii termice demonstrează accentuarea caracterului continental al ecuatorului marin de la sud-est (Batumi) spre nord-vest (Odessa).

Variaţiile sezoniere ale temperaturii apei în adâncime ajung prin amestecul convectiv, până la 60-80 m în timpul iernii şi se reduc la 20 m în timpul verii, de la aceste adâncimi temperatura apei scade foarte puţin până la fund, în limitele de 7°-9°C.

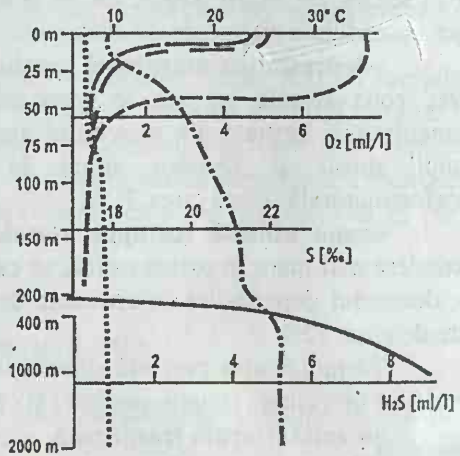


Fig. 6.50. Diagrama distribuţiei pe verticală a valorilor medii de temperatură, a oxigenului (O_2), a salinităţii (S) şi a hidrogenului sulfurat (H_2S) în Marea Neagră

Se remarcă prezența unui strat cu grosimi de 5-20 m la adâncimea de 60-80 m, în care temperatura este mai scăzută cu 1°-2°C datorită coborârii apelor mai reci din timpul iernii de la suprafață, (Fig. 6.50.).

6.13.6. Bilanțul hidric şi variațiile de nivel

Bilanțul hidric al Mării Negre este influențat de poziția continentală şi de legăturile acesteia, pe de o parte, cu Marea Marmara (mai departe cu Marea Egee şi Marea Mediterană) şi pe de altă parte cu Marea Azov, iar principalele componente şi ponderea precipitațiilor, atât la intrări, cât şi la ieşiri, reflectă această situație (Tab. 6.8.).

Tabelul 6.8.

	Intrari					Iesiri			
	Scurgeri in rauri	Precipitatii	M. Marmara	M. Azov	Total	Evaporatie	M. Marmara	M. Azov	Total
Medii anuale									
Kmc	338.0	237.7	176.0	49.8	801.5	395.6	371.0	33.4	800.0
%	42.0	29.7	22.0	6.2	100.0	49.5	46.4	4.2	100.0
Volume maxime									
Kmc	492.0	322.3	274.0	71.0	-	484.0	540.0	46.0	-
%	145.6	135.6	155.7	142.6	-	122.3	145.6	137.7	-
Anul	1970	1981	1950	1979	-	1951	1980	1949	-
Volume minime									
Kmc	246.0	170.0	96.0	35.0	-	289.0	250.0	21.0	-
%	72.8	71.5	54.5	70.3	-	73.1	67.4	62.9	-
Anul	1949	1948	1980	1973	-	1985	1950	1932	-

Astfel, ponderea cea mai mare la intrări o deține aportul fluvial (42,2%), iar la ieşiri, pierderea prin evaporație (49,4%). Dintre sursele fluviale, Dunărea, prin cei 404 km3 acoperă 60,3%, Nipru 15,6%, Nistru 2,9%, de unde reiese că aproape 80% din aportul fluvial este cel din nord-vest, fără a lua în considerare Donul şi Kubanul care se varsă în, Marea Azov şi, deci contribuția acestora este mai redusă la bilanțul Mării Negre. În plus, apele Niprului, în cursul inferior au fost transformate într-o salbă de lacuri de acumulare, iar o parte din apele Donului este folosită la irigații şi alte utilizări, fapt ce diminuează contribuția la bilanțul hidric marin (Tab. 6.9.).

Tabelul 6.9.

Raul	Naturala	Reducere [%]		
	Scurgerea [kmc an]	1971-1975	1981-1987	1991-2000 (proiect)
Don	27.9	19.0	27.0	43.0
Kuban	13.4	39.0	49.0	65.0
Nipru	53.5	24.0	52.0	71.0
Nistru	9.6	20.0	40.0	62.0

BCU CLUJ / OVIDIUS UNIVERSITY LIBRARY

În ceea ce priveşte schimbul cu Marea Marmara, acesta are loc cu apă puţin sărată (salmastră), la ieşiri (pierderi) pe la suprafaţă şi cu apă sărată la intrări (aport) pe la fund, peste pragul Bosfor, contribuind la mărirea volumului de apă anoxic.

Structura bilanţului nu afectează întregul volum de apă al Mării Negre, ci numai stratul superficial, între 0 şi 200 m. Cea mai mare parte a volumului de apă, sub 200 m este separată de cea de suprafaţă prin schimbări bruşte de temperatura şi salinitate. Există, totuşi, un schimb de ape destul de lent, între cele două strate de apă, dar fără modificări în regimul termic, salin, şi a mediilor de viaţă.

Variaţia nivelului apei pe termen lung reflectă variaţiile climatice din Cuaternar şi până în prezent, o caracteristică a mări lor continentale..

Se apreciază că nivelul a fost mai scăzut cu circa 80-100 m faţă de cel actual, în urmă cu 18.000 ani, în timpul glaciaţiunii.

Odată cu topirea gheţarilor, după ultima glaciaţie nivelul a început să crească în rate de 2-3 în sute de ani, alternând cu perioade scurte de stagnare sau uşor declin astfel încât cu circa 8000-9000 ani în urmă nivelul se găsea totuşi mai jos faţă de cel actual cu 20 metri.

Stabilirea legăturii cu Marea Mediterană în urmă cu circa 9000 ani în urmă a condus la începerea procesului de egalizare a nivelului marin şi la atingerea cotei 0.

Referindu-ne la perioada actuală, ca urmare a tendinţei generale de creştere a nivelului Oceanului Planetar cauzată de efectul de seră, se constată şi în Marea Neagră o creştere a nivelului cu o rată de 18-20 cm/100 ani.

6.13.7. Particularităţi chimice

Salinitatea. În funcţie de izolarea sau legătura cu Marea Mediterană salinitatea a variat mult. Dacă se în considerare perioada apropiată zilelor noastre, holocenă, când Marea Neagră era izolată se constată că prin stabilirea legăturii cu Mediterana începe procesul de salinizare. Acest proces are loc prin scurgerea la suprafaţă a apelor dulci spre Mediterana şi la adâncime a apelor sărate spre Marea Neagră. Se apreciază că procesul de salinizare, care s-a realizat cu 1000 de ani în urmă, până la concentraţia actuală a durat circa 6000 ani, inclusiv distribuţia pe adâncime.

Salinitatea medie în stratul de suprafaţă este de 18‰, iar cea totală a volumului de apă, de circa 22‰.

Salinitatea apei la suprafaţa mării variază în funcţie de sezon, fiind mai mare vara şi mai mică iarna cu 0,5-0,6‰, datorită reducerii aportului din râuri şi amestecului mai mare a stratului de apă, efect al valurilor. De asemenea, salinitatea la suprafaţă este mult mai mică în zonele costiere, ca urmare a aportului de ape dulci din râuri, ajungând la 4-7‰ (de exemplu în faţa Deltei Dunării), în comparaţie cu zona centrală unde este de 18‰.

În adâncime salinitatea creşte de la suprafaţă (10-18‰), spre adâncime, ajungând la 22‰ la circa 1000 m şi până la 25‰ la fund în zona centrală, creşterea bruscă a salinităţii producându-se între 25 şi 50 m adâncime. În privinţa bilanţului

salin, a contribuţiei principalelor componente se remarcă faptul că 90% din volumul total de săruri provine din Marea Mediterană.

Oxigenul şi hidrogenul sulfurat. Datorită configuraţiei bazinului în raport cu Marea Marmara şi cu Marea Mediterană, în Marea Neagră, în urmă cu 7000 ani a început un proces de acumulare a hidrogenului sulfurat. Acest gaz nociv, format la fund, ca urmare a descompunerii substanţelor organice, a crescut în volum, ridicându-se spre straturile superioare în detrimentul oxigenului dizolvat.

Din schiţa prezentată în figura 6.51. se constată această ridicare a nivelului hidrogenului sul furat până la adâncimea de 100-200 metri în etapa actuală.

Se apreciază că 90% din volumul de apă al Mării Negre este anoxic (încărcat cu H_2S), cel mai mare volum de acest fel din Oceanul Planetar. Este cunoscut faptul că în acest volum de apă trăiesc doar unele specii de bacterii, deci stratul de apă capabil să desfăşoare procesele vitale cu oxigen dizolvat, este cel de deasupra (10%) şi este în continuă descreştere.

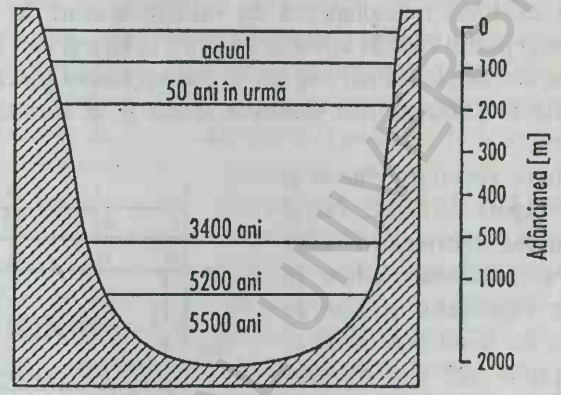


Fig. 6.51. Evoluţia stratului de apă anoxic (cu H_2S) în Marea Neagră

Raportul dintre temperatură, oxigenul dizolvat, salinitatea şi hidrogenul sulfurat, în distribuţia pe verticală determină anumită stratificaţie a apelor marine de la suprafaţă spre fund.

De menţionat aici şi faptul că bazinul o hidrografic al Mării Negre cuprinde 21 state, industrializate în diferite grade şi este populat cu circa 192 milioane locuitori, dintre care 81 milioane se află în bazinul Dunării.

6.13.8. Starea calităţii apei din orizontul productiv biologic

Apele poluate ale râurilor din bazinul hidrografic, ca şi navigaţia intensă, exploatările de substanţe minerale utile şi descărcările de deşeuri, ape menajere, substanţe toxice din toate activităţile socio-economice în zona litorală, conduc la un potenţial poluant foarte mare.

Astfel, situaţia actuală a determinat unele dezechilibre ecologice care au redus drastic potenţialul resurselor naturale aferente statelor riverane şi evident, duc la o catastrofă ecologică a Mării Negre în totalitate a ei.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dintre numeroasele aspecte care duc la degradarea orizontului eufotic în Marea Neagră se subliniază: **eutrofizarea, poluare a chimică şi microbiologică.**

Eutrofizarea înregistrează rate de creştere alarmante în partea nord-vestică a Mării Negre, datorită aportului fluvial corespunzător. Se apreciază că Dunărea varsă anual 60.000 tone fosfor şi 340.000 tone de azot anorganic, aceşti nutrienţi crescând în ultimii 25 de ani ca urmare a folosirii fertilizatorilor în agricultură şi a detergenţilor în activităţile gospodăreşti. .

Consecinţa creşterii nutrienţilor este explozia fitoplanctonului (înflorirea apei), îndeosebi pe şelful nord-vestic, unde aceştia sunt reciclaţi uşor şi repede. Dacă pe termen scurt înflorirea apei este benefică, pe termen lung are un efect devastator. Astfel, în orizontul eufotic, transparenţa a scăzut de la 50-60 m, în anii 1960, la 35 m şi chiar sub 10 m în apele costiere. Scăderea transparenţei şi respectiva pătrunderii luminii a determinat reducerea foarte mult a macrofitelor, o componentă importantă a ecosistemului marin şi o resursă comercială majoră, în schimb a favorizat explozia nanoplancton cu valoare scăzută în lanţul trafic, a biomasei de meduze şi polipi care au ajuns la 1 kg/m^2, în larg şi la 5 kg/m^2, pe şelf.

Eutrofizarea are ca efect final negativ şi asupra faunei piscicole; astfel din 26 specii comerciale în 1960 au mai rămas 6 specii şi în cantităţi exploatabile nesemnificative.

Dispariţia unor specii autohtone şi valoroase atât sub raport ecologic, cât şi economic, s-a datorat pătrunderii unor specii oportuniste şi prădătoare aduse în apele de balast ale vapoarelor şi care au găsit nişe ecologice ce le-au permis să se extindă mult. Exemplul cel mai relevant este gasteropodul Rapana thomosiana adus în anul 1940 din apele Japoniei şi care a distrus populaţia de stridii. În ultimii ani cererea de rapane în Japonia, a dus la intensificarea pescuitului acesteia şi deci, la reducerea stocului.

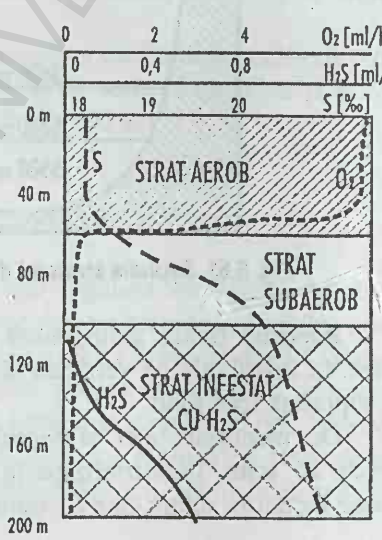


Fig. 6.52. Stratificarea apelor în orizontul 0-200 m în centrul Mării Negre

Poluarea chimică şi microbiologică este consecinţa descărcărilor de metale prin râurile din partea nord-vestică şi îndeosebi, prin Dunăre. Monitorizarea calităţii apelor Dunării începând din 1989, scoate în evidenţă faptul că acest fluviu varsă prin debitul său lichid anual în Marea Neagră 1000 tone crom, 900 tone cupru, 60 tone mercur, 4500 tone plumb, 6000 tone zinc şi impresionanta cantitate de 50.000 tone petrol.

În privinţa poluanţilor organici sintetici ca pesticidele, dintre care D.D.T.-ul, deşi nu sunt încă date omologate, s-a constatat prezenţa lor în diferiţi peşti.

Alte căi de poluare a apelor marine le reprezintă descărcările de deşeuri toxice, a nămolurilor dragate şi a altor poluanţi industriali şi domestici pe platforma continentală, care produc un important impact asupra stratului bentic. La acestea se

mai adaugă poluarea cu reziduuri petroliere în raza porturilor, pe traseele navigației maritime, în vecinătatea exploatărilor de petrol sau în strâmtoarea Bosfor.

Eutrofizarea, poluarea chimică și petrolieră favorizează creșterea stratului anoxic încărcat cu hidrogen sulfurat. Investigațiile realizate în partea nordică a Mării Negre deși contradictorii au relevat faptul că în raport cu anul 1970, limita dintre orizonturile oxic și anoxic ajunge uneori la 30 metri adâncime față de nivelul mării.

Politici pentru managementul mediului Mării Negre

Marea Neagră s-a constituit până în anii 1990 obiectul unor programe de monitoring și redresare ecologică.

Datorită situației critice a acestui bazin sub aspectul ecologic și a schimbărilor politice survenite după 1990 în țările riverane, îndeosebi în fostele țări socialiste, s-a putut trece la implementarea mai multor programe care vizează o mai bună bază de date, o coordonare a politicii de reconstrucție și management ecologic. În acest sens, menționăm **Convenția pentru Protecția Mării Negre**, din 1992 care a fost semnată și ratificată de guvernele celor 6 țări riverane și care a intrat în acțiune în februarie 1994. Aceasta convenție prevede stabilirea Comisiei Mării Negre și o serie de protocoale privind protecția față de sursele de poluare și reglarea descărcărilor reziduurilor petroliere sau a substanțelor toxice. Comisia cu sediul la Istambul are ca sarcină elaborarea de criterii privind prevenirea, reducerea și controlul poluării, pe de o parte și implementarea acestora, pe de altă parte.

Pentru realizarea acestor deziderate, guvernele riverane au apelat la Global Environement Facility (GEF), pentru elaborarea unui program pe trei ani special asupra Mării Negre, prin care să se acorde asistență tehnică în proiectarea unui Plan de Acțiune, de implementare a convenției sus-menționate.

Programul GEF pentru Marea Neagră, aprobat de coordonatorii naționali (ministerele pentru mediu) are trei obiective principale:

»întărirea și crearea capacităților regionale pentru managementul ecosistemului Mării Negre;

»dezvoltarea și implementarea unei politici și cadru pentru evaluarea, controlul, și prevenirea poluării, menținerii și îmbunătățirii biodiversității;

»facilitarea și pregătirea investițiilor pentru un mediu sănătos.

Pentru realizarea programului s-au constituit grupuri de lucru pe anumite probleme în care participă instituții și specialiști, organizații neguvernamentale și reprezentanți ai sectoarelor economice implicate.

Grupurile de lucru care acționează prin seminarii sau stații pilot s-au repartizat pe țări potrivit potențiale lor umane și materiale, astfel:

»reacții neprevăzute (Bulgaria, Vama);

»monitoring-ul de rutină al poluării (Turcia);

»programe speciale de monitoring, efectele biologice și sănătatea umană, standarde privind calitatea mediului (Ucraina-Odessa);

»protecția biodiversității (Georgia-Batumi);

»dezvoltarea metodologiilor comune pentru un management integrat al zonei de coastă (Federația Rusă-Novorosibisk);

-pescuitul (România-Constanța).

La acestea se mai adaugă 3 grupuri de lucru care aparţin direct de Comisia de Coordonare de la Instambul:

»informaţii de management;

»grup consultativ privind armonizarea criteriilor calităţii mediului, standarde legislative şi aplicare;

»grup pentru studii economice de mediu Programul GEF pentru Marea Neagră este corelat cu alte programe regionale din bazinul hidrografic în care sunt implicate instituţii aparţinând ONU, Banca Mondială şi Comunitatea Europeană.

6.14. ZONA MARITIMĂ COSTIERĂ ÎN SECTORUL ROMÂNESC

6.14.1. Caracteristici morfometrice şi morfologice ale platformei continentale şi a taluzului

Având aspectul unei câmpii submerse cu foarte puţine neregularităţi morfologice, platforma continentală (şelful) are o lăţime de la nord (170 km), iar la sud (130 km). Valoarea pantei creşte de la nord spre sud considerată pe profilele orientate de la vest spre est, de la ţărm spre taluzul continental, dar este sub 1°. Taluzul continental în partea lui superioară între adâncimile de 130-150 m, prezintă valori ale pantei mai mari în raport cu şelful (între 6°-10° şi excepţional 20°-22°). În sectorul românesc al Mării Negre, taluzul continental este accidentat în partea superioară, până la adâncimea de 800 m.

Uniformitatea reliefului platformei continentale se datorează atât modelării reduse în faza Pleistocenă preexistentă cât şi procesului intens de sedimentare datorat aluviunilor deversate de râurile din nord-vestul Mării Negre şi, în special, a celor aduse de Dunăre, şi într-o măsură mai mică materialului rezultat din abraziunea zonei de coastă. Luând în considerare criterii morfometrice, morfologice, sedimentare şi chiar biologice, platforma continentală (şelful, numit şi margine continentală), în sectorul românesc se poate împărţi în trei compartimente şi anume: şelful marginal (ţărmurian), şelful median (de tranziţie) şi şelful intern (la contactul cu taluzul continental) (Fig. 6.53.).

Şelful marginal se desfăşoară de la ţărmul marin până la izobata de aproximativ 40-50 m. Aceasta se caracterizează printr-o câmpie de abraziune şi acumulare rezultată în urma variaţiilor nivelului marin din perioada Cuaternară, pe care se suprapun forme de relief rezultate din depunerea ulterioară a sedimentelor fluviale. Acest spaţiu submers reprezintă domeniul de acţiune a factorilor modelatori, respectiv valurile şi curenţi marini care prelucrează şi transportă materialul aluvionar. Sub aspect sedimentologic şi textural, pe şelful marginal predomină fracţiunea nisipoasă care trece treptat spre şelful de tranziţie în favoarea siltului.

Şelful median se desfăşoară între izobatele de 40-50 şi 70 m, fiind marcat spre vest (şelful marginal) de o uşoară denivelare dată de discontinuitatea granulometrică şi mineralogică şi care se înscriu ca o anomalie granulometrică.

Uniformitatea (netezimea) morfologică a acestei subunităţi este perturbată de conurile de dejecţie din prelungirea văilor submerse ale braţului Sfântu

Gheorghe, a Casimcei şi Techirghiolului. Faciesul depozitelor de fund corespund siltului argilos.

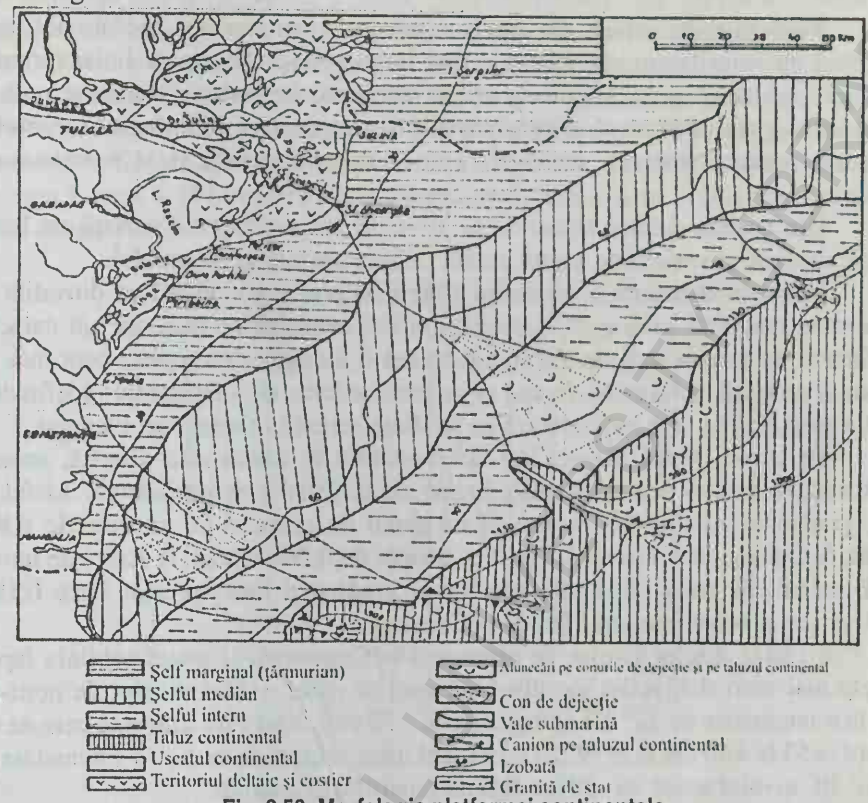


Fig. 6.53. Morfologia platformei continentale

Şelful intern se desfăşoară între izobatele de 70 m şi 130 m. Dacă limita vestică este greu de sesizat în relief, cea spre larg este tranşantă, marcată de o denivelare bruscă, reprezentând partea superioară a taluzului continental.

Totodată această limită este mult mai festonată datorită insinuării canioanelor submarine reprezentând continuitate a văilor submerse de pe şelful intern şi marginal; cea mai semnificativă neuniformitate morfologică o reprezintă conul de dejecţie a văii submarine a braţului Sfântu Gheorghe. De asemenea, pe suprafaţa şelfului intern se remarcă largi ondulări şi chiar denivelări orientate nord-vest spre sud-est care pot fi atribuite unor etape în variaţia reliefului marin. Sub aspect granulometric şi textural predomină faciesul mâlos de larg (argile siltice şi argile).

Taluzul continental desfăşurat sub izobata de -130 m este bine cunoscut în partea lui superioară până la adâncimea de 1000 m. Profilul morfologic al taluzului este convex la partea superioară (între 130-800 m) şi concav la adâncimi mai mari de 800 m.

Dacă partea superioară a taluzului este accidentată prin culmi şi canioane şi afectată de alunecări submarine, partea inferioară se caracterizează printr-o treaptă de glacisuri care face racordul cu zona abisală a Mării Negre.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.14.2. Caracteristici hidrologice

Variațiile de nivel ale apei, reprezintă componenta hidrologică care împreună cu valurile, au efectele cele mai importante în dinamica liniei țărmului românesc al Mării Negre. Aceste variații se datorează factorilor climatici (circulația atmosferică, presiunea aerului, precipitațiile și evaporația), hidrologici (aporturile fluviale), cosmici (maree), geologici (mișcările epirogenetice) și eustatismului actual.

Din analiza datelor statistice ale niveluri lor se desprind variații de lungă durată, seculare și variații de scurtă durată (zilnice, sezoniere și anuale).

Variația seculară a nivelului Mării Negre, așa cum a fost dovedită de numeroase cercetări geologice, paleogeografice, arheologice etc., are un caracter oscilatoriu. În ultima sută de ani înregistrează o tendință de creștere continuă, ca urmare a creșterii volumului de apă și mișcărilor lente de subzistență (scufundare lentă a uscatului) și care se corelează cu tendința actuală a Oceanului Planetar.

Pe țărmul Mării Negre, rata de creștere a nivelului este diferită, aceasta explicându-se numai prin diferențele locale ale mișcărilor de subsidență. Astfel, la Poti, gradientul mediu de creștere al nivelului de creștere pe an este de 0,816 cm/an, la Odessa de 0,710 cm/an, la Sevastopol de 0,300 cm/an, la Kerci de numai 0,126 cm/an. În zona litoralului românesc, gradientul este apreciat între 0,180-0,200 cm/an potrivit maregrafului de la Constanța.

Pe baza datelor zilnice de observații la Constanța, se poate sublinia faptul că cele mai mari denivelări ale nivelului apei se datorează vânturilor de nord-est care la o intensitate de 12° Bf ajung la peste +75 cm, după care urmează cele de est și nord (+50 la +60 cm la 8°-9° Bf). În cazul unor vânturi de vest cu o intensitate de 8°-10° Bf, nivelul scade cu -30 cm față de reperul 0 Constanța.

În funcție de orientarea țărmului față de direcția vântului creșterile și descreșterile de nivel diferă de la un sector la altul. Astfel, în sectoarele cu orientare nord-sud (Sulina-Sfântu Gheorghe), valorile sunt cele menționate anterior, iar la cele orientate de la nord-est la sud-vest (Sfântu Gheorghe-Capul Midia), creșterile de nivel se produc la vânturile de nord-est, est, sud-est, sud și sud-vest, iar scăderile la vânturile de nord-nord vest și vest. Față de aceste cifre, amplitudinea maximă pentru perioada de observații a fost 169 cm, rezultată de nivelul de +104 cm înregistrat în timpul furtunii din iarna anului 1962 și nivelul de -65 cm înregistrat în anul 1939.

Amplitudinea anuală rezultată din extremele medii zilnice variază între 49 și 92 cm, iar cea rezultată din extremele medii lunare între 19 și 38 cm.

În ceea ce privește variația nivelului în cursul unui an se poate stabili un model anual: cu nivelurile cele mai ridicate la începutul verii (37% din nivelurile maxime în luna iulie) și cele mai scăzute în timpul toamnei (35% din nivelurile minime în luna octombrie).

Dintre oscilațiile de scurtă durată ale nivelului mării, mareele, ca oscilație periodică cauzată de atracția lunii, cu o perioadă medie de 12 h 25 min nu are un rol deosebit în modelarea liniei de țărm, dată fiind amplitudinea mică și particularitățile morfogeografice ale litoralului românesc. După datele maregrafului de la Constanța și din literatura de specialitate, amplitudine a mareelor atinge în Marea Neagră între 10 și 15 cm.

O altă manifestare periodică a variației nivelului mării o constituie seișele provocate de trecerea rapidă a unor fronturi de aer sau cicloane însoțite de intensificări bruște ale vântului într-o zonă litorală, ceea ce atrage după sine un dezechilibru al presiunii atmosferice pe suprafața întregului acvatoriu. Pentru Marea Neagră se menționează variații medii ale nivelului datorită seișelor (Fig. 6.54.) de 50 cm, fiind citate amplitudini maxime de 60-70 cm la Odessa și Sevastopol. Se menționează seișa excepțională din 28 decembrie 1960, când trecerea bruscă a unui centru baric depresionar, a provocat o creștere a nivelului mării de peste 2 m la Sulina.

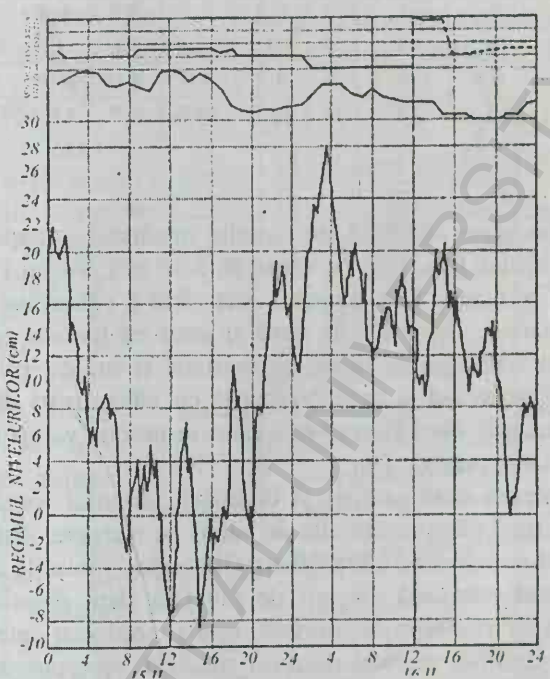


Fig. 6.54. Exemple de seișe (15-16 februarie 1962) în Marea Neagră la Constanța
(după C. Bondar, 1963)

Deși se caracterizează prin amplitudini mai mari decât mareele, seișele produse în zona litoralului românesc nu constituie nici ele un agent modelator activ, dată fiind periodicitatea, durata și intensitatea lor redusă, în majoritatea cazurilor, creșterea nivelului mării este calmă, nefiind însoțită de agitarea pe orizontală a meselor de apă, care să exercite un lucru mecanic efectiv asupra nivelului țărmului.

Cei mai importanți factori energetici în evoluția liniei țărmului marin îl constituie curenții și valurile. Acționând de sine stătător, dar cel mai adesea împreună, acești factori se exprimă prin lucru mecanic efectuat atât în transportul materialului aluvionar, cât și asupra planului submers și emers, cordonul litoral al zonei litorale.

Atât valurile cât și curenții au ca element genetic vântul, caracteristicile regimului acestuia determinând particularitățile cantitative și calitative ale mișcării (valurile) sau deplasările (curenții) maselor de apă marină.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În zonă litorală, valurile şi curenţii, agitaţia maselor de apă este rezultanta atât a vânturilor litorale cât şi de larg. Diferenţa între circulaţia maselor de aer litorale şi de larg este apreciabilă. Astfel, la staţia meteorologică Sulina-semnal (situată la 2,5 km de ţărm), frecvenţa anuală a zilelor cu calm este de 2,8%, iar la Constanţa de 9,3% perioada 1961-1970.

Tabel 6.10. Variaţia medie (Vm/s) şi frecvenţa (F%) a vânturilor pe principalele direcţii în perioada 1961-1970

Postul	U/M	N	NE	E	SE	S	SV	V	NV	Cal/m
Sulina	Vm/s	8,5	7,1	5,0	6,1	7,1	5,8	6,1	8,0	
	F%	18,5	11,8	6,0	10,1	17,1	7,6	9,8	15,0	2,8
Constanta	Vm/s	6,6	6,9	5,1	4,7	3,9	4,0	4,5	4,8	
	F%	12,6	12,8	6,0	12,3	10,6	7,7	15,4	13,6	9,3

Repartizată pe trepte de viteză, pe litoralul românesc aproape 45% din zile bat vânturi cu viteze de 1-5 m/s, 42% cu viteze de 5-10 m/s, 9% cu viteze de 10-15 m/s şi 2% cu viteze >15 m/s. Din repartiţia sezonieră a vânturilor pe direcţii se constată frecvenţa mare a vânturilor de nord şi nord-est toamna (peste 42%), a celor de nord şi vest iarna (peste 36%), de nord-est şi sud-est primăvara (circa 32%), caracter ce se păstrează şi vara. Vânturile cu viteze mari de 15 m/s sunt predominante din direcţiile nord şi nord-est, când se produc valuri cu lungimi de peste 15 m şi înălţimi mai mari de 1 m.

Valurile. Datorită configuraţiei şi orientării ţărmului românesc a Mării Negre, vânturile provoacă câmpuri diferite de valuri pe sectoare. Astfel, în dreptul ţărmului orientat nord-sud dintre Sulina-Sfântu Gheorghe, vânturile de nord, nord-est, est, sud-est şi sud provoacă creşteri de nivel la ţărm datorită formării şi amplificării valurilor, iar vânturile de sud-vest, vest şi nord-vest determină scăderi de nivel. În dreptul ţărmului orientat nord-est-sud-vest, corespunzător sectorului Sfântu Gheorghe-Gura Portiţa vânturile de nord-est, est, sud-est, sud şi sud-vest provoacă valuri şi deci creşteri ale nivelului mării, în timp ce vânturile din vest, nord-vest şi nord conduc la descreşteri ale nivelului. La aceeaşi viteză a vântului, în zonele cu plajă întinsă, creşterile de nivel sunt mai mari decât descreşterile de nivel.

Din observaţii directe, rezultă că la Sulina, la asigurarea de sub 1% înălţime a valurilor atinge 3,6-3,8 m, fiind provocate de vânturi de nord-est cu viteze de 15 m/s. Furtuna din 17-22 februarie 1979 a provocat la Sulina valuri cu înălţime a de 7,0 m, provocând o creştere a nivelului mării de 70 cm în dreptul Deltei Dunării şi 50 cm la Constanţa.

Între viteza vântului şi înălţime a valurilor, legăturile funcţionale sunt diferite în raport cu direcţia de acţiune a vântului; cu cât acesta se abate de la normal faţă de linia ţărmului, capacitatea vântului de a provoca valuri se diminuează. În zona litorală din dreptul Deltei Dunării cu adâncimi de 10-15 m (adică la 38 km de mal), valurile pot atinge înălţimi de 2,5 m şi lungimi până la 35 m, iar mai în larg, la peste 15 m adâncime, înălţimea valurilor se apropie de 3,4-4,0 m cu lungimi de circa 45 m.

De asemenea, se subliniază faptul că 59% dintre valuri se propagă din nord, nord-est şi est, iar 41 % din direcţiile est, sud-est şi sud.

Curenţii marini, ca urmare a configuraţiei bazinului marin şi a vânturilor dominante, au o direcţie paralelă cu ţărmul. În dreptul litoralului românesc, vânturile locale predominant nordice intensifică curentul general nord-sud, iar vânturile sudice îl frânează, dacă au viteze mai mari de 8-10 m/s şi persistă mai mult de 24 de ore.

În situaţii de calm, în dreptul litoralului românesc există un curent general nord-sud cu viteza de 3-50 cm/s generat şi, amplificat sau redus în funcţie de regimul hidric al arterelor fluviale ce se varsă în partea nord-vestică a Mării Negre. În faţa Deltei Dunării, curenţii au direcţia generală nord-sud, sud-est, fiind împinşi către larg de aportul Dunării (Fig. 6.55.).

În cazul vânturilor de 14-15 m/s şi cu durată mai îndelungată curenţii afectează orizontul de apă până la 20-30 m adâncime, iar la suprafaţă ating o viteză de 100 cm/s. La viteze ale vânturilor şi mai mari, acestea pot ajunge şi până la 150 cm/s.

Cercetările din ultimele decenii au infirmat ipoteza existenţei unui curent de suprafaţă dirijat spre sud şi al altuia de fund, compensator, dirijat spre nord. S-a dovedit faptul că abaterea spre dreapta a maselor de apă conform forţei lui Coriolis dă naştere la o mişcare elicoidală în lungul ţărmului. În acest fel, în curentul nord-sud, masele de apă superficiale sunt împinse spre mal, iar păturile profunde dau naştere la curenţi compensatori dinspre mal spre larg. În cazul curentului sud-nord, masele de apă superficiale sunt spre larg, iar cele de fund spre mal.

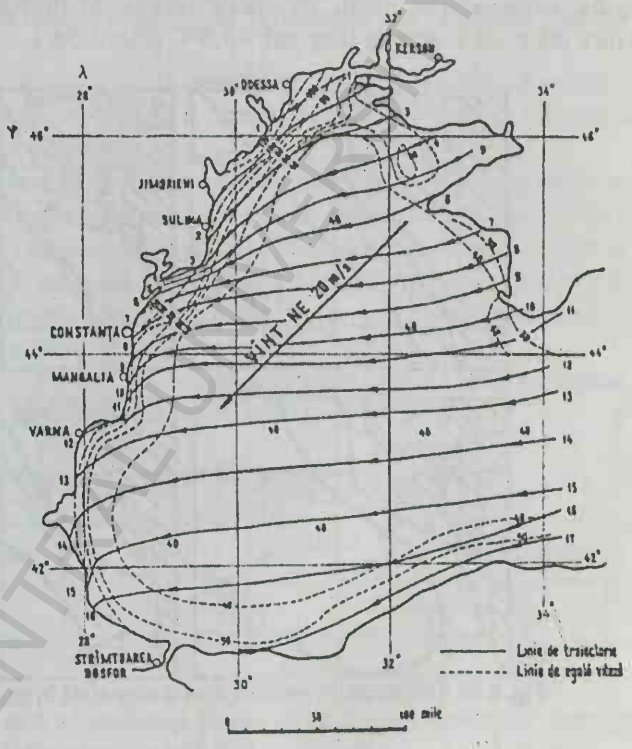


Fig. 6.55. Distribuţia curenţilor de suprafaţă (traiectorii şi viteze) în zona de vest a Mării Negre (după C. Bondar, 1967)

Această nouă viziune asupra distribuţiei câmpurilor curenţilor marini permite argumentarea a cel puţin două fenomene:

»distribuţia granulometrică a aluviunilor marine în zona litorală conform schemei: grosiere-fine-grosiere (de la mal spre larg) apare justificată ca urmare a aspectului elicoidal al curenţi lor costieri;

»incidența curenților cu linia țărmului (orientată diferit pe sectoare față de direcția nord) explică alternanța sectoarelor de abraziune cu cele de acumulare, aici intervenind, bineînțeles, şi acțiunea valurilor precum şi structura câmpurilor de aluviuni.

Temperatura medie multianuală a apei la suprafață în apropierea țărmului este de 12,7°C fiind mai mare cu 1° față de cea, a aerului. Temperaturile medii cele mai ridicate se întâlnesc în august (23,1°C la Sulina şi 22,4°C la Constanța), iar cele mai scăzute în ianuarie şi februarie (l,9°C la Sulina şi 2,9°C la Constanța). Valorile extreme pot depăşi vara 28,5°C şi să scadă sub 0°C. Temperaturile scăzute din timpul iernii au drept consecință producerea fenomenului de îngheț la țărm, cum sa întâmplat în ultimele trei decenii (în anii 1954, 1963, 1972, 1996). De regulă, temperaturile medii ale apelor litorale în timpul iernii, scad foarte rar şi pentru intervale scurte de timp sub +3,5°C (Fig. 6.56.).

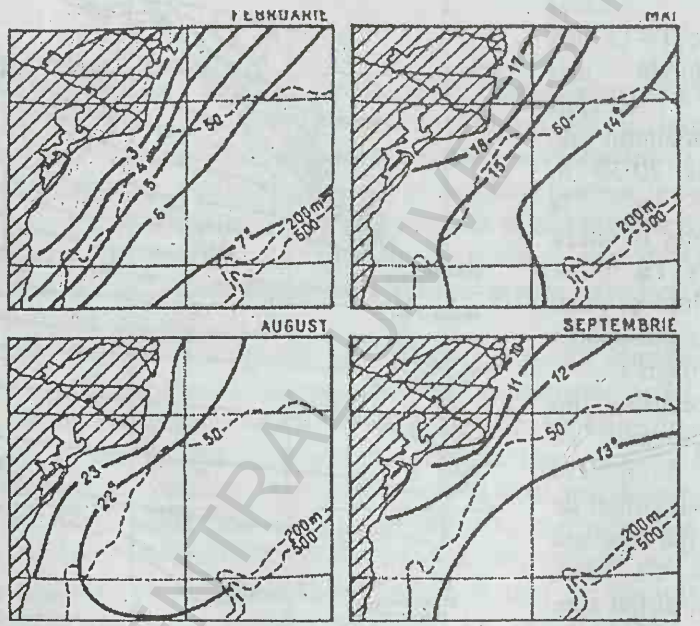


Fig. 6.56. Temperatura medie a apei la suprafață în luni caracteristici (°C)

Salinitatea apelor în dreptul litoralului românesc este în strânsă dependență de debitul Dunării cu variațiile lui sezoniere. La debite mari, salinitatea apei mării este scăzută şi invers.

Astfel, în perioada apelor mari ale Dunării, în aprilie-mai, izohalina de 5 g/l se găseşte în apropierea țărmului, iar în timpul apelor mici, în august-septembrie se găseşte iazohalina de 10 g/l În sectorul sudic, salinitatea este ceva mai ridicată ajungând vara la valori de 15-16,5 g/t În ansamblu, datorită aportului de apă dulce provenit din Dunăre, apele Mării Negre au în zona litoralului românesc un caracter salmastru.

Strâns legat de salinitate este densitatea apei care are valori reduse în fața gurilor Dunării şi la suprafață şi sensibil mai ridicată la fund ca urmare a efectului de pană de apă sărată. De asemenea, densitatea creşte spre sud şi în timpul verii şi toamnei, când influența apelor dunărene scade.

În condiţiile unor orizonturi izoterme relativ subţiri, în special în lunile mai-iunie, în timpul unor circulaţii marine de la sud spre nord are loc apariţia la ţărm a unor ape mai dense şi reci, acest proces hidrodinamic fiind cunoscut sub numele de upwelling.

Turbiditatea, ca urmare a difuzării unor cantităţi importante de aluviuni dunărene (58 milioane tone/an la valori multianuale, dar sub 30 milioane tone/an în ultimul deceniu) este circa 200 g/m^3 în faţa gurilor Dunării şi se reduce treptat spre sud şi larg, ajungând la sub 20 g/m^3 la Capul Midia.

6.14.3. Starea calităţii apei

Calitatea apelor în zona costieră este influenţată, cu precădere, de apele Dunării.

Sub aspectul indicatorilor fizico-chimici se constată o anumită evoluţie a acestora. Astfel, în perioada 1983-1988 s-a constatat o creştere mare a nutrienţilor, substanţelor organice şi a detergenţilor.

După 1990 se remarcă o scădere a valorilor de nutrienţi şi detergenţi datorită declinului economic (în mod deosebit a celui industrial), în toate ţările din cursul inferior al Dunării (Iugoslavia, Bulgaria, România, Republica Moldova şi Ucraina). Spaţial se remarcă scăderea poluanţilor amintiţi de la gura braţului Sulina spre sud, o reîncărcare la braţul Sfântu Gheorghe şi din nou o scădere către Capul Midia, ca urmare a omogenizării apelor, proceselor de oxidare.

De regulă, conţinutul a fost de 3-4 ori mai mare la gura braţului Sulina în raport cu Capul Midia, corespunzător izobatei de 20 m (Tab. 6.11.).

Tabel 6.11. Valori medii anuale ale fasfaţilor (μg/ P-PO4)

Anul	Situatia			
	Aval Sulina	Mila 9	Sfantu Gheorghe	Gura Buhaz
1978	120	45	72	38
1980	130	30	85	42
1981	135.	36	110	44

În anul 1993, în cadrul aceloraşi proporţii reducerea fosfaţilor între gura braţului Sulina şi Capul Midia a fost de la 3 la 9.

Contribuţia Dunării s-a apreciat a fi de 86% pentru fosfaţi şi de peste 99% pentru cele trei forme de azot mineral.

În ceea ce priveşte siliciul, aportul Dunării este, de asemenea, mai mare, având în vedere că apele uzate menajer şi industrial, deversate direct în mare, au un conţinut foarte mic de siliciu. În distribuţia conţinutului de siliciu se remarcă aceeaşi reducere de la gura braţului Sulina (300 μg/l) către Capul Midia (50 μg/1) la nivelul anului 1993. Şi în cazul acestui indicator se constată o scădere mare în dreptul Capului Midia pe izobata de 20 m, siliciul era de 159,6 μg/l.

Poluarea cu substanţe organice este redusă în sectorul nordic, faţă de cel sudic unde deversarea de ape uzate este mai mare.

Detergenţii anionici care se găseau în proporţii mai mari în 1985 (0,680 mg/dm^3 la Sulina, 0,360 la Sfântu Gheorghe şi între 0,150-2,235 la Capul Midia),

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

în anul 1994 n-au depăşit 0,040 (STAS 4706-88 prevede 0,33 mg/dm^3 pentru apele litorale).

Metalele grele în apă între anii 1985 şi 1993, prin conţinutul faţă de prevederile STAS-ului se înscriu mult sub limitele admise (Cu între 1 şi2 μg/l faţă de 300; Pb 11,5 faţă de 50; Zn între l şi 2 faţă de 1000; Cd între 0,25 şi 0,5 faţă de 30). În sedimente, datorită procesului de acumulare, valorile sunt mai ridicate şi, fapt demn de subliniat, cele din faţa Deltei Dunării sunt apropiate de cele din dreptul portului Constanţa (Cu 108,4 în nord şi între 10,5-103,6 la Constanţa; Pb 75,8 şi respectiv 21,6-89,9; Zn 153,6 şi respectiv 37,1-233,5; Cd 2,67 respectiv 1,23-4,8). Impurificarea cu bacterii de origine fecală care provin din apele fecaloid-menajere, ne epurate total sau insuficient, se datorează apelor din Dunăre. Germenii colifirmi totali şi coliformi fecali sunt anihilaţi în apele marine, dar prezenţa curenţilor litorali din nord spre sud, determină prezenţa lor şi în partea sudică a litoralului. Germenii enterici, în prezenţa unor ape cu salinitate între 4-10‰, salinitate ce caracterizează apele marine din faţa Deltei Dunării, pot supravieţui până la 8 zile.

Spre deosebire de germenii enterici, ciupercile patogene pentru om, cum ar fi Candida Trichosporon, Aspergillus şi altele, persistă mai mult, fiind ajutate şi de aluviunile în suspensie folosite ca suport.

Radioactivitatea ß determinată prin analize de spectrometrie, în perioada 1968-1993, a fost de 1192,6 Bq/m^3 la apa nefiltrată (valoarea maximă admisă fiind de 2028 Bq/m^3) şi de 1295,3 Bq/m^3 la sedimente. Radioactivitatea ß a apei marine este de 8,9 ori şi a sedimentelor de 3,5 ori mai mare în comparaţie cu cele ale Dunării.

Zonele din faţa gurilor de vărsare ale Dunării prin contactul dintre apa dulce şi apa marină, prin intensificarea proceselor de sedimentare a suspensiilor, atrag şi poluanţi. Deci, sedimentele şi barele de suspensie din raza de dispersie a apelor dulci sunt şi purtătoare de cantităţi mari de poluanţi.

În acest context, dragarea şi împrăştierea în sud şi în larg a aluviunilor de la bara Sulina, implică şi extinderea poluanţilor cu consecinţe ecologice negative.

6.14.4. Biofaciesuirile de şelf (platforma continentală)

Ca urmare a cercetărilor întreprinse de către instituţiile implicate în spaţiul marin costier se poate stabili o anumită zonalitate a faciesurilor petrografice la care se asociază şi biocenozele corespunzătoare, în concordanţă cu delimitările făcute sub aspect morfometric şi morfologic pe şelful marin. Astfel, luând în consideraţie desfăşurarea configuraţiei morfobatimetice a şelfului, se distinge următoarea succesiune a etajelor biocenotice: supralitoral, mediolitiral, infralitoral şi circalitoral, aceste zone referindu-se la asociaţiile biocenotice bentale.

Etajul supralitoral se desfăşoară la ţărm pe spaţiul umectat de apele marine, fie că este vorba de plaje sau baza falezei constituită din calcare sau materialul loessoid surpat, ori cel organogen aruncat de valuri.

Etajul mediolitoral cuprinde apele costiere până la adâncimea de 0,5 m şi sub care fundul este constituit din cordoane marine submerse sau de pintenii

calcaroşi ce se prelungesc pe câţiva zeci de metri, constituind spaţiul de distrugere a valurilor prin deferlare.

Etajul infralitoral în continuarea mediolitoralului spre larg, până la adâncimea de 12-15 m, se caracterizează printr-un fund nisipos şi pe care are loc deferlarea valurilor de vânt.

Cele trei etaje descrise mai sus (supra-, medio- şi infralitoralul) fac parte din zona sub-marină costieră. Dincolo de zona submarină costieră şi până la marginea taluzului continental se desfăşoară etajul circalitoral, respectiv până la adâncimea de 120-150 m.

Faciesurile petrografice se diferenţiază în raport cu etajele menţionate şi pe acestea se dezvoltă biocenozele specifice. Astfel, în zona submersă costieră predomină faciesurile nisipoase şi stâncoase, iar în circalitoral, faciesul mâlos evident, cu treceri nisipo-mâlos sau mâlos-nisipos.

Faciesul stâncos este dat de calcare sarmatice şi se găseşte în prelungirea pintenilor calcaroşi până la adâncimea de 7 m în dreptul Capului Midia, 14 m în sectorul Agigea-Eforie şi 23 m şi chiar mai mult la Mangalia. Până la adâncimi de 5 m predomină asociaţiile de *Mytilus* şi *Actinia* şi bancuri de midii cu *Balanus improvisus*, iar ca suport fital alge microfite în care predomină *Cystoseira barbata*.

În sectorul Constanţa, la adâncimi de 3-7 m, cu aspect insular, se găseşte un facies mamo-argilos cu scoici aparţinând speciei Barnea (Pholas) candidas.

Faciesul nisipos se desfăşoară pe spaţii mari în partea nordică a litoralului românesc, nisipurile fiind cuarţoase şi fine, sunt populate de specii psamobionte ca de exemplu *Corbula mediteranea*, iar mai spre larg cu *Mya arenaria* care constituie un areal bine conturat. În partea sudică în faciesurile de tranziţie nisipo-mâloase se întâlnesc asociaţiile cu *Spisula-Corbula* şi *Spisula-Mytilus* cam la adâncimi de 12-15 m.

Faciesul mâlos ocupă suprafaţa cea mai mare de pe şelf, fiind diferenţiat în funcţie de adâncime şi de caracteristicile mâlurilor (cenuşii, calcaroase, aleuritice-argiloase). Astfel, pe mâlurile cenuşii se găsesc *Mytilus galloprovincialis* între adâncimile de 30-50 m, iar pe mâlurile aleuritice-argiloase şi calcaroase predomină *Modiolus phaseolinus*. Alte variaţii ale faciesului mâlos, menţionăm mâlurile cu *Abra miloschievici* la adâncimi de 20-40 m, mâluri cu *Abra Mytilus*, iar pe porţiunile mai adânci, pe circa 7000 m^2 mâluri cu Mytilus varietatea frecvens. În spaţiul şelfului intern, spre taluzul continental, pe mâluri albe, calcaroase predomină *Modiolis*.

O subliniere care considerăm că trebuie să o facem, deşi se înscriu în partea nordică a şelfului românesc, este faciesul de mâluri argiloase cenuşii cu aglomerări de masă vegetală şi câmpul cu *Phyllophora*- alga roşie, care ocupau două arii exploatabile, una de 106 km^2 şi alta de 604 km^2 cu o biomasă variind între 16 şi 86 tone/ha. În afară de biomasă algală, aceste câmpuri constituiau şi biotopurile cele mai populate. Această situaţie caracteristică anilor 1960 este astăzi mult datorită poluării intense, eutrofizării şi extinderii ariilor anoxice cu H_2S.

Taluzul continental a fost mai puţin studiat sub aspectul biofaciesurilor. Doar pe canionul Tuzla s-au făcut unele investigaţii la adâncimea de 500 m, unde s-au identificat în mâlurile din stratul de suprafaţă submarin moluşte de tip caspian.

Etajul periazoic este caracterizat prin mâluri cu faseoline (*Modiolis phaseolinus*) înlocuirea lor treptată spre adâncime (70-160 m) cu mâluri albe,

calcaroase în care se găsesc resturi fosiliere de *Dreissena* (trei specii) şi *Micromelania* caspica. Mai jos, de la 150-220 m (marginea platformei continentale) mâlurile şi apa sunt contaminate cu H_2S şi deci biocenozele dispar treptat.

6.14.5. Modificări în ecosistemele din partea de nord-vest a Mării Negre

Partea de nord-vest a Mării Negre din care face parte şi spaţiul marin românesc, apreciat la 63 900 km^2 (15% din suprafaţa Mării Negre şi 56% din fondul biotic, 0-200 m) cu un volum de 1950 km^3 apă (0,35% din volumul total sau 2,6% din volumul de apă din orizontul de la 0 la 200 m) era caracterizată printr-o productivitate biologică (inclusiv piscicolă) şi diversitate ecologică ridicată.

În ultimii 20-25 ani ecosistemele din această parte au suferit schimbări importante ca urmare a unor presiuni complexe ce cresc în intensitate.

Luând ca perioadă de referinţă anii 1960 se pot menţiona trei căi de schimbare (poluare) a calităţilor apei marine datorate activităţilor umane:

»creşterea cantităţii de nutrienţi anorganici şi organici care determină eutrofizarea cu consecinţe marcate prin înflorirea apei prin explozia algelor, creşterea cantităţii de masă organică dizolvată şi în suspensie în apă şi în sedimente, apariţia stărilor de hipoxie şi anoxie în apele costiere sub orizontul de salt termic (termoclin), mortalitatea în masă a organismelor bentale etc;

»creşterea poluării apei marine şi extinderea zonei contaminate de la ţărm spre larg;

»intensificarea proceselor de eroziune a plajelor litorale şi a falezelor care implică aspecte de pierdere de teritorii şi de securitate privind aşezările si obiectivele economice din apropiere.

Aceste căi de impact negativ sunt în directă legătură cu modificările survenite în bazinele hidrografice dintre care, ca mărime, menţionăm Dunărea, Nistru, Nipru şi Don, ultimul prin intermediul Mării Azov.

Dacă exemplificăm numai prin Dunăre, aceasta descarcă anual în nord-vestul mării circa 1,76x106tone nutrienţi (93,6% NO_3, 2,7% NH4+, 1,2% NO_2, 2,4% P-PO_4). Pe lângă nutrienţi mai menţionăm metale grele, pesticide şi alte substanţe toxice.

Aceste cantităţi, care au crescut de 1,7 ori la nitraţi şi 1,5 ori la fosfaţi în apele Dunării, se datorează activităţii industriale, urbane şi agricole în bazinul hidrografic, pe de o parte şi excluderii zonelor inundabile care au fost îndiguite hidrografic şi care aveau un rol de filtru până la debuşarea în spaţiul marin.

Consecinţele poluării apelor marine sunt destul de drastice prin reducerea biodiversităţii, prejudicii în genofond prin dispariţia şi ameninţarea unor specii, sărăcirea altor specii de interes economic şi ecologic, proliferarea unor specii oportuniste pătrunse în bazinul Mării Negre.

Considerând sindromul eutrofizării, cauza principală a echilibrului ecologic fragil al Mării Negre, soluţia pentru restabilirea echilibrului ecosistemelor costale este limitarea aportului de nutrienţi şi al altor poluanţi, în principal, din Dunăre, urmat de cei din Nipru şi Nistru.

Modificările survenite în spectrul floristic şi faunistic din apele marine sunt cauzate de condiţiile de calitate a apei şi pătrunderii din alte regiuni biogeografice îndepărtate prin intermediul traficului marin.

Pătrunderea unor specii care s-au adaptat mai repede la condiţiile noi ale apelor au ocupat nişele ecologice ale speciilor autohtone, acestea din urmă dispărând atât datorită condiţiilor ecologice, cât şi a celor competiţionale.

În urma investigaţiilor făcute se apreciază că au dispărut în ultimii 20 de ani mai multe specii faunistice, deoarece n-au mai fost întâlnite în apele marine costiere. Printre acestea se menţionează polichetii *Arenicola marina* şi *Ophelia bicornis*, *moluştele Donacill cornea, Donax venustus, Tellina, Tenius, Barnea candida, Pholas dactylus, Gastranafragilis, Cyclopeneriteaetc., crustaceii Upogebia littoralis, Eriphia spinifrons, Carcinus maditerraneus* etc.

În acelaşi timp se costată proliferarea unor specii intrate în apele Mării Negre prin intermediul vapoarelor şi anume: *ctenophorul* (meduza) *Mnemiopsis leidyi*, semnalată în 1987 şi care a fost mai competitivă în raport cu meduzele autohtone (*Aurelia aurita* şi *Pleurobrachia pileus*); gasteropodul *Rapana venosa* apărut în perioada 1930-1940 în Marea Neagră pe ţărmul caucazian, pe cel românesc fiind semnalat în 1963, care a proliferat mult şi a constituit un pericol pentru bivalve (care serveau ca hrană, printre care *Mytilus*); bivalva *Scapharca inequivalis*, semnalată în 1984, ce s-a extins repede pe infralitoralul nisipos şi mâlos proliferând chiar în unele condiţii de hipoxie şi anoxie a avut ca impact asupra speciilor autohtone *Cardium edule* şi *Venus gallina* care au scăzut în efective; *Mya arenaria* originară de pe ţărmurile Atlanticului din America de Nord a fost semnalată în 1974 şi a provocat colapsul speciei autohtone *Corbula mediteranea* (în anii' 80, Mya forma populaţii compacte la nord de Constanţa la adâncimi de 4-15 m cu densitate de până la 5300 exemplare/m^3 şi o biomasă de 330 g/m^3) (Gomoiu, 1996).

În concluzie, se constată că în apele teritoriale româneşti s-au semnalat 30 de specii străine. Cu excepţia lui *Pandalus*, toate celelalte au fost introduse de om involuntar având origini diferite (45% nord-atlantice, 15% atlantic-mediteranean, 35% indo-pacific). În procesul de adaptare, cele mai bune rezultate le-au avut Balarus improvisus, Rapana venosa, Mya arenaria, Scapharca şi Mnmiopsis leidyi, caracterizate de un comportament de invadator.

Este evident că în condiţiile traficului marin actual este greu să se controleze, să se organizeze un filtru total faţă de posibilitatea pătrunderii în continuare a altor specii străine în apele Mării Negre.

6.15. PREVEDERILE DIN AGENDA 21 ELABORATĂ DE CONFERINŢA NAŢIUNILOR UNITE PENTRU MEDIU ŞI DEZVOLTARE DE LA RIO DE JANEIRO DIN 3-14 IUNIE 1992 PRIVIND PROTECŢIA ŞI GOSPODĂRIREA OCEANELOR (cap.17)*

Oceanele, inclusiv mările închise şi semiînchise constituie o parte esenţială a sistemului planetar ca suport al vieţii. Ele acoperă o mare parte din suprafaţa Terrei, influenţează clima, vremea şi starea atmosferei, furnizează hrană şi alte resurse pentru populaţia globului aflată în continuă creştere.

Legea Mării reprezintă baza internațională pentru protecția și folosirea durabilă a mărilor. Pe de altă parte, oceanele sunt afectate de o presiune în continuă creștere din cauza poluării mediului, a pescuitului excesiv și a degradării zonelor de coastă și a recifelor de corali.

Aproximativ 70% din poluarea marină este cauzată de surse de pe uscat, din orașe, industrie, construcții, agricultură, silvicultură și turism.

Contaminanții care reprezintă cel mai mare pericol pentru mediul marin sunt apele uzate, produsele chimice, sedimentele, deșeurile menajere și materialele plastice, metalele, deșeuri le radioactive și produsele petroliere. Unele dintre aceste materiale sunt toxice, pătrund treptat în mediu și se acumulează în organismele vii. În prezent nu există scheme globale pentru soluționarea depoluării marine provenind de la surse terestre.

Poluarea provine, de asemenea, de la navigație și descărcări de deșeuri în mare. Anual cca. 600 000 t produse petroliere ajung în mare ca rezultat al operațiunilor de navigație, a accidentelor și a deversărilor ilegale.

Națiunile trebuie să-și asume obligația de a controla și reduce degradarea mediului marin astfel încât să mențină și să îmbunătățească capacitățile sale de protecție și de întreținere a vieții. Este necesar:

» să se anticipeze și să se prevină degradarea în continuare a mediului marin și să se reducă riscul efectelor pe termen lung sau ireversibile asupra oceanelor;

» să se asigure din vreme evaluarea prioritară a activităților care pot avea un impact negativ important asupra mărilor;

» să se facă din protecția mediului marin o parte a strategiilor generale de mediu, economice și sociale;

» să se aplice principiul **„cel ce poluează plătește"** și să se utilizeze stimulente economice pentru reducerea poluării mărilor;

» să se îmbunătățească standardele de viată ale locuitorilor din zonele de coastă, mai ales în țările în curs de dezvoltare, astfel încât oamenii să poată contribui la protecția mediului marin și din zona litorală.

Națiunile trebuie să construiască și să întrețină sistemele de epurare a apelor uzate și să evite deversările de ape uzate în apropierea locurilor de pescuit, a zonelor de scăldat și de captare a apelor. Deversările de ape industriale necesită, de asemenea, control și epurare corespunzătoare. Țările vor face schimb de metode de gospodărire a deșeurilor, de practici agricole, de minerit, de construcții și transporturi, pentru combaterea emisiilor poluante de la surse difuze.

Țările vor lua în considerare:

» reducerea sau eliminarea deversărilor de produse chimice sintetice care reprezintă pericol de acumulare la nivele periculoase pentru viețuitoarele marine;

» controlul și reducerea deversărilor de deșeuri toxice și crearea de sisteme terestre sigure, pentru depozitarea deșeuri lor în locul aruncării lor în mare;

» reglementări internaționale mai stricte pentru reducerea riscului de accidente și poluare de la navele de transportat mărfuri;

» controlul deversărilor de azot și fosfor care periclitează mediul marin prin stimularea excesivă a creșterii plantelor;

» dezvoltarea practicilor de folosire a terenurilor care reduc posibilitatea de pătrundere a poluanților în râuri și mai departe, în mare;

» folosirea unor îngrăşăminte şi pesticide mai puţin periculoase pentru mediu şi interzicerea celor dăunătoare mediului. Folosirea metodelor alternative de combaterea dăunătorilor;

» stoparea depozitărilor în oceane şi a incinerării pe mare a deşeurilor periculoase. Oraşele şi porturile maritime şi de pescuit trebuie să colecteze produsele petroliere, deşeurile chimice şi menajere. Poluarea produsă de vapoare trebuie să fie controlată cu ajutorul unor reglementări mai severe.

Părţi ale mediului marin, cum ar fi recifele de corali şi estuarele sunt printre cele mai diverse şi productive ecosisteme de pe Pământ. Ele protejează zonele de coastă şi contribuie la dezvoltarea economică, energetică, a turismului şi posibilităţilor de hrană. În multe locuri de pe glob, aceste ecosisteme se află sub stres sau sunt în pericol. Naţiunile trebuie să protejeze aceste ecosisteme prin diferite metode, cum ar fi combaterea şi prevenirea eroziunii şi colmatării zonelor de coastă ca urmare a folosirii terenurilor, de exemplu pentru construcţii. Pescuitul marin furnizează anual 80-90 mil. tone de peşte şi crustacee, din care 95% din apele aflate sub jurisdicţia naţională. Numărul debarcaderelor de pescuit a crescut de 5 ori în ultimii 40 de ani.

Se înregistrează o creştere a pescuitului excesiv, a incursiunilor neautorizate ale flotelor străine, a echipamentelor neadecvate care prind prea mult peşte şi a degradării ecosistemului. Cunoştinţele privind potenţialul piscicol sunt necorespunzătoare iar cooperarea dintre state pentru prevenirea pescuitului excesiv în larg este redusă. Ţările trebuie să aibă grijă de rezervele de peşti intens migratori şi mai ales aceia care se deplasează dincolo de frontierele şi zonele economice naţionale, mai ales în largul mărilor.

Naţiunile trebuie să-şi asume răspunderea pentru conservarea şi folosirea viabilă a vieţuitoarelor marine inclusiv a peştilor şi mamiferelor marine, cum ar fi balenele, delfinii, delfinii bruni şi focile.

Naţiunile trebuie:

» să elaboreze strategii pentru folosirea viabilă a mări lor în funcţie de necesităţile comunităţilor locale şi a populaţiei indigene;

» să dezvolte mai mult culturile acvatice, prin creşterea peştilor în porţiuni delimitate din mare;

» să negocieze acorduri internaţionale pentru gospodărirea şi conservarea peştilor;

» să intensifice supravegherea şi respectarea reglementărilor pentru pescuit; să reducă pierderile la pescuitul, manipularea şi prelucrarea peştelui, să reducă la minimum pescuitul acelor specii, care, nefiind utilizate, sunt adesea aruncate;

» să evalueze impactul celor mai noi practici de pescuit, asupra mediului şi să utilizeze tehnologii de pescuit sigure pentru mediu; să interzică dinamitarea, otrăvirea şi practicile distructive de pescuit; să protejeze anumite zone, cuprinzând recifele de corali, estuarele, zonele umede, platformele cu alge marine şi alte zone marine de depunere a icrelor sau de înmulţire;

» să împiedice schimbarea pavilionului navelor ca mijloc de sustragere de la normele de conservare a peştilor;

» să controleze folosirea în largul mării a pescuitului pe scară mare cu năvod plutitor.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Încălzirea planetei din cauza modificării climei provoacă creşterea nivelului mări lor, iar o creştere cât de mică poate prezenta pericole însemnate pentru insulele mici sau zonele de coastă joase. Trebuie luate măsuri de precauţie pentru reducerea riscurilor şi a efectelor îndeosebi în cazul insule lor mici şi a zonelor joase de coastă. Mai mult de jumătate din populaţia globului locuieşte la o distanţă de până la 60 km de la ţărmul mării, iar numărul de locuitori din aceste zone poate să crească, până în anul 2020, la 75% din populaţia Terrei.

Statele în curs de dezvoltare din insulele mici sunt deosebit de vulnerabile, iar unele dintre ele ar putea să dispară total din cauza creşterii nivelului mării.

Cele mai multe insule din zona tropicală sunt confruntate cu impactul imediat al cicloanelor, furtunilor şi uraganelor din ce în ce mai frecvente, care sunt legate de modificările climei. Acestea au nevoie de sprijin pentru elaborarea planurilor de acţiune în caz de creştere a nivelului mării.

Insulele tropicale sunt patria multor specii unice de plante şi animale şi posedă culturi indigene variate şi bogate în cunoştinţe privind gospodărirea sănătoasă a resurselor din insule. Opţiunile de dezvoltare pentru astfel de naţiuni sunt limitate din cauza suprafeţei mici astfel că ele trebuie:

» să investigheze capacitatea portantă şi nivelul de folosire pe care ecosistemele lor îl pot suporta pe termen lung;

» să pregătească planuri de dezvoltare durabilă care prevăd multiple utilizări ale resurselor, administrare integrată a mediului şi economiei, menţin diversitatea biologică şi culturală şi conservă speciile periclitate şi habitatele marine importante;

» să revizuiască şi să modifice strategiile şi practicile neviabile existente, să identifice tehnologiile care trebuie să fie eliminate din cauza pericolului pe care acestea îl reprezintă pentru ecosistemele insulare importante.

Alte ţări şi organizaţii internaţionale vor sprijini naţiunile în curs de dezvoltare din insulele mici să proiecteze şi să implementeze dezvoltarea durabilă.

Acţiuni întreprinse după Agenda 21 **

În luna septembrie 1997, Conferinţa internaţională „Summit of the Sea" desfăşurată la St. John, Newfoundland (Terra Nova), Canada, a adoptat „Carta Oceanului Planetar", care cuprinde următoarele articole:

»Oceanele şi resursele lor sunt elemente indispensabile vieţii pe Pământ. Sănătatea oceanelor şi utilizarea sigură şi durabilă a resurselor acestora, trebuie să devină o axiomă pentru toate guvernele care au onoarea să acţioneze pe termen lung în beneficiul popoarelor lor

»Dezvoltarea cunoaşterii este un deziderat naţional şi internaţional şi este absolut necesară pentru înţelegerea oceanelor şi mărilor în vederea adoptării politicilor, standardelor şi reglementărilor pentru protecţia mediului oceanic şi utilizarea resurselor sale

»Se impune asistenţa mutuală şi colaborarea în vederea atingerii scopului comun al tuturor statelor costiere care trebuie să adopte politici şi planuri comune pentru dezvoltarea cunoaşterii şi sprijinul vecinilor, mai puţin favorizaţi cu informaţii disponibile la nivel global şi regional. Statele trebuie să folosească

organizaţiile internaţionale şi interguvernamentale pentru realizarea unor programe şi agrementări globale.

* * *

În luna decembrie 1994, Adunarea Generală ONU a adoptat o rezoluţie prin care se declara anul 1998 ca An Internaţional al Oceanului (International Year of the Ocean IYO) în care s-au inclus următoarele probleme:

»Oceanul şi resursele sale sunt vitale pentru viaţa pe Terra

»Oceanul afectează traiul nostru zilnic, aşa cum traiul nostru zilnic afectează oceanul

»Oceanul are resurse finite, pretenţiile noastre sunt infinite

»Oceanul este cheia surselor de hrană, medicamente, energie şi comerţ. Oceanul este următoarea frontieră cu peisaje şi forme de viaţă care aşteaptă să fie descoperite.

Şi de recomandă ca măsuri:

1. Oceanul şi regiunile costiere trebuie considerate ca având resurse finite

2. Guvernele trebuie să treacă la acţiuni prioritare în vederea protecţiei şi dezvoltării durabile a mediului oceanic şi costier

3. Numai prin eforturi ştiinţifice globale comune, prin cooperare ştiinţifică pentru cunoaşterea oceanului se vor salva multe vieţi omeneşti şi economii regionale.

* * *

O iniţiativă a Anului Internaţional al Oceanului a fost şi Expo'98 de la Lisabona cu deviza „Oceanele, o moştenire pentru viitor"

Şi Uniunea Internaţională de Geografie a organizat Conferinţa Regională axată pe problema Oceanului Atlantic, desfăşurată în august 1998 la Lisabona.

*) Text prelucrat după original de către Oficiul de Informare şi Documentare al Ministerului Apelor, Pădurilor şi protecţiei Mediului şi publicat în Buletin de informare curentă nr.2/1993 (număr special).
**) Preluate din „Ştiinţele Oceanului Planetar" Vademecum la Facultatea de Geografie a Universităţii Bucureşti, de Emil Vespremeanu, Edit. Corint, 2000.

BCU IASI / CENTRUL UNIVERSITAR / LIBRARY

BIBLIOGRAFIE

Augustinus, P. G. E. F. (1999), *Geomorphology and sedimentatory of mangrove in estuaries and along the adjacent coastalareas*, in The Delta's: State-of-the-art protection and management, Conference Proceedings 26-3 July 1999, Tulcea – România.

Bărbuneanu, P. (1960), *Mările şi oceanele pământului,* Editura Militară, Bucureşti;

Dietrich, G. (1963), *General Oceanography,* New York, Wiley;

Dragastan, O. (1982), *Alge calcaroase din Mezozoicul şi Terţiarul României*, Editura Academiei R.S. România;

Gâştescu, P. (1962), *Relieful submarin al Oceanului Planetar,* Rev. Natura, Seria geografie-geologie;

Gâştescu, P. (1996), *Marea Neagră - trăsături geografice de bază, starea actuală, preocupări de monitoring şi management,* Rev. Terra, anul XXVI-XXVII (XLVI-XLVII), Bucureşti;

Gâştescu, P. (1998), *Limnologie şi Oceanografie,* Editura HGA, Bucureşti;

Gâştescu, P., Murărescu, O., Breţcan, P. (2004), *Oceanografie*, Ed. Transversal, Târgovişte.

Guilcher, A. (1979), *Precis d'hidrologie-marine et continentale,* Editura Masson, Paris;

Iancu, M. (1981), *Mediteranele globului,* Editura Litera, Bucureşti;

Mee, LD. (1994), *Management and protection of the Black See environment: an international approach*, Background document on Environmental Economics Expert group *13015* June, Istambul;

Miller, S.L. (1963), *The Origin of Life,* în The Sea, vol. 3, Editat de M.N. Hill, Interscience, New York;

Neamu, Gh. (1982), *Geografia Antarctidei*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti;

Neprochnov, Y.P., Ross, D.A. (1975), *Black Sea geophysical Framework,* D.S.D.P. XLII, part 2, Washington;

Posea, Aurora. (1999), *Oceanografie,* Editura Fundaţiei România de Mâine, Bucureşti;

Romanescu, R. (2003), *Oceanografie*, Editura Azimuth, Iaşi;

Ross, A.D. (1975), Black Sea, Stratigraphy, *Deep Sea Drilig Project*, vol.XLII, part 2, Washington;

Ross, A.D. (1976), *Introducere în oceanografie,* Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti;

Stăncescu, I. (1983), *Oceanele şi mările Terrei,* Editura Albatros, Bucureşti;

Sverdrup, H.U., Johnson, M.V., Fleming, R.H. (1946), *The Oceans. Their physics, chemistry and general biology*. Prentice Hall, New York, 1087 p.;

Vespremeanu, E. (1992), *Oceanografie,* vol. 1, partea 1, Universitatea Bucureşti;

Vespremeanu, E. (2005), *Geografia Mării Negre,* Ed. Universitară, Bucureşti

*** (1973), *Marea Neagră în zona litoralului românesc,* Monografie hidrologică IMH, Bucureşti;

*** (1983), *Geografia României,* I Geografia fizică, cap. 5 - Apele, Editura Academiei R.S. România, Bucureşti;

*** (1990), *Prakticeskaja Ecologhia Morskih Reghinov Cernoe More,* Kiev

BCU "CAROL I" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Naukova Dumka (ECOSIN Firm), 1990;
*** (1996), Atlas *Descoperirea Pământului,* LaRousse, Enciclopedia RAO, 1996.
***(1997), *Black Sea- Biological diversity, Romania, Black Sea, Enviromental Series*, vol 4; Roumanian Marine Research Institute, United Nations Publications. New York, 1997;
***(1994), *Conservation of Black Sea Wetlands – A review dud Preliminary Action Plan*, IWRB Publication 33, 1994.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Anexa 1

Principalele 50 de fluvii şi râuri de pe Terra (după lungime)

Nr. crt.	Râul	Continentul	Lungimea (km)	Suprafaţa bazinului (km^2)	Debitul mediu (m^3/s)	Debitul maxim (m^3/s)	Modulul scurgerii ($l/s/km^2$)	Lungimea căii navigabile	Observaţii
1	Amazon	America de Sud	7 025	7 1800 000 (6 918 000)	190 000 (220 000?)	300 000	26,5 (30,6 ?)	1) 4 200 2) 50 000 3) 1 200	
2	Nil	Africa	6 671	3 349 000	2 800	15 000*	0,8		*la Assuan
3	Iantzî	Asia	5 980	1 827 000	32 100	40 000 90 000	18,0 (16,2)	1) 2 850 3) 900	
4	Mississippi	America de Nord	5 970*	3 280 000	15 000	50 000 80 000	5,7	1) 300 2) 25 000	*de la izv lui Missouri
5	Obi	Asia	5 870*	2 990 000	12 400	42 800	4,1 (4,2)		*de la izv lui Irts
6	Amur	Asia	5 870*	1 855 000	9 860 (11 250)	40 000	5,8 (6,1)	1) 2 824	*de la izv lui Argun
7	Enisei	Asia	5 075*	2 580 000	17 600** (19 330)	120 000**	7,0 (7,5)	1) 3 800	*de la izv. lui Selenga **la Igarka
8	Parana*	America de Sud	4 880	3 100 000	22 900	30 000	6,2	1) 2600 3) 700.	*fără Uruguai şi estuarul La Plata
9	Huanghe	Asia	4 840	771 000	1 530	22 000 (30 000)	2,3	1) 800 prin amenajare 3 600	
10	Zair (Congo)	Africa	4 700*	3 822 000	(39 000) (44 800)	60 000 (70 000)	10,6 (11,7)	2) 12 000	*de la izv. Lui Ciambezi
11	Lena	Asia	4 400	2 490 000	16 500	111 000*	7,0	1) 3 475	* la Kissur
12	Mackenzie	America de Nord	4 240*	1 787 000	8 940 (10 800)	26 800	6,3 (6,0)	1) 2 200**	* de la izv. Lui Peace **şi pe afl. Athabaska

BCU IAŞI CENTRE UNIVERSITAIRE LIBRARY

13	Mekong	Asia	4 180	811 000	14 800	33 000	18,3	1)1 600 3) 350	
14	Niger	Africa	4 160	2 092 000	5 700 (8 550)	25 000 30 000	3,4 (4,1)	1) 1 900	
15	Murray	Australia	3 750*	1 057 000	326		0,3	1) temporar pe 1000	* de la izv lui Darling
16	Volga	Europa	3 696*	1 360 000	8 060**	52 000** (67 000 ?)	5,8	1) 3 696	*înainte de construirea cascadei de lacuri 3 530 la km ** Volgograd
17	Sfântul Laurențiu	America de Nord	3 220*	1 424 000	10 050		10,8	1) 3 350	*inclusiv sistemul Marilor Lacuri
18	Shatt-al-Arab	Asia	3 260*	1 105 000	2 860	10 000	2,0	1) 195	* de la izv lui Eufrat
19	Yukon	America de Nord	3 180	850 000	6 310		7,6	1) 3 200	
20	Sardaria	Asia	3 020*	219 000	730		2,0	1) 1 400	*de la izv lui Narin
21	Indus	Asia	2 800	1 165 000	6 640	30 000	4,0 (3,1)	1) 1 400	
22	Dunărea	Europa	2 860	817 000	6 480	15 500	8,0	1) 2600	
23	Salwen	Asia	2 820	324 000	10 000		20,6	1) 120	
24	Rio Grande	America de Nord	2 800	460 000	570		1,0		* după alte surse 3 034 km
25	Sao Francisco	America de Sud	2 780	627 000	8 800		5,0	1) pe sectoare	
26	Tarim	Asia	2 750	447 000	146	2 500	0,1		*inclusiv depresiunea lacului Lob Nor
27	Zambezi	Africa	2 650	1 331 000	3 300		2,5	1) pe sectoare	
28	Nelson	America de Nord	2 570	1 132 000	2 270		2,4	1) 638	* de la izv lui South Saskatchewan
29	Colorado	America de	2 560	640 000	508*				*în cursul mijlociu

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

		Nord			48**				** la vărsare
30	Amudaria	Asia	2 540*	309 000	2 000		6,3		*de la izv Piandj-Vahjir
31	Gange	Asia	2 510	952 000	11 650	65 000	15,8	1) 1 450	
32	Kolama	Asia	2510	647 000	2 250	25 100	3,5 (6,6)	1) 1 400	
33	Ural	Asia/ Europa	2 428	237 000	350	14 000	1,7		
34	Nipru	Europa	2 285*	504 000	1 610	25 800	3,3	1) 1 990	*înainte de construirea lacurilor avea 2 200 km
35	Orange	Africa	2 250	855 000	215		0,5		
36	Columbia	America de Nord	2 240	668 000	5 490		12,6	3) 153	
37	Uruguay	America de Sud	2 200	307 000	5 500		18,0	1) 800 3) 600	
38	Orinoco	America de Sud	2 140	880 000	25 800	50 000 – 55 000	26,3	2) 1 200	*de la izv lui Guaviare
39	Xijiang	Asia	2 130	437 000	8 000 (12 000)	58 000	18,3 (27,6)	1) 860 3) 350	
40	Churchill	America de Nord	2 100	298 000	996	4,3			
41	Irrawaddi	Asia	1 990	409 000	13 000	40 000	30,3	1) 1 600	
42	Don	Europa	1 870	422 000	935	13 500	2,2	1) 1 355	
43	Peciora	Europa	1 810	322 000	4 000		12,7	1) 1 400 2) 110	
44	Indighirka	Asia	1 700	360 000	1 570	11 500	4,4		
45	Senegal	Africa	1 700*	440 000	815	2 00 - 5000	1,63	1) 888 la ape mari 2) 283 la ape mici**	* de la izv lui Bafing ** prin regularizare 950 km de la Kaves - Mali
46	Volta	Africa	1 600*	388 000	1 470		3,8		* 1 400?
47	Limpopo	Africa	1 590	412 000	170		1,9	1) 160	

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

48	Magdalena	America de Sud	1 540	250 000	8 000		34,0	1) 1 250 pe sectoare 3) 15	
49	Godavari	Asia	1 460	313 000	3 180	40 000-60 000	11,1	1) 1 100	
50	Rin	Europa	1 320	252 000	2 500	11 000*			*navigabil de la lacul Boden

Lungimea căii navigabile: 1) pe râul propriu-zis cu vase de tonaj fluviatil; 2) în bazinul hidrografic; 3) navigație cu vase de tonaj maritim.

Anexa 2

Principalele lacuri naturale de pe Terra cu adâncimea mai mare de 200 m (P. Gâştescu, 1969, completat în 1995)

Nr. crt.	Denumirea lacului	Continentul	Statul	Tipul genetic	Adânc. max. (m)	Suprafața (kmp)	Observații
1.	Baikal	Asia	Federația Rusă	Tectonic	1.620	31.500	După datele mai vechi 1.741 m adâncime maximă
2.	Tanganyika	Africa	Congo, Burundi	Tectonic	1.435	34.000	După alte surse 1.470 m adâncime maximă
3.	Caspica	Asia-Europa	Federația Rusă, Iran, Azerbaidjan, Kazahstan, Turkmenistan	Tectonic	980	371.000	
4.	Malawi (Nyasa)	Africa	Malawi, Mozambic, Tanzania	Tectonic	706	30.500	
5.	Issik-Kul	Asia	Kirgistan	Tectonic	702	6.200	

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.	Sclavilor (The Great Slave)	America de Nord	Canada	Glaciar	614	28.438	
7.	Crater	America de Nord	SUA	Vulcanic	608	55	
8.	Matana	Asia (Celebes)	Indonezia	Tectonic	590	164	
9.	Homindalsvatn	Europa	Norvegia	Fiord	514	50,8	
10.	Sarez	Asia	Tadjikistan	Baraj natural	505	88	
11.	Tahoe	America de Nord	SUA	Tectonic	501	499	După alte surse 486 m adâncime maximă
12.	Kivu	Africa	Zair, Burundi	Tectono-vulcanic	480	2.650	După alte surse 780 m adâncime maximă
13.	Chelan	America de Nord	SUA	Glaciar	458	150	
14.	Toba	Asia (Sumatra)	Indonezia	Vulcano-tectonic	450	1.129	
15.	Mjosa	Europa	Norvegia	Glaciar	449	405	
16.	Manapouri	Oceania	Noua Zeelandă	Glaciar	445	145	
17.	Urşilor (The Great Bear)	America de Nord	Canada	Glaciar	445	31.792	
18.	Salsvatn	Europa	Norvegia	Fiord	445	45	
19.	Tinnvatn	Europa	Norvegia	Fiord	430	54	
20.	Tazawa	Asia	Japonia	Vulcanic	425	25,6	
21.	Como	Europa	Italia	Glaciar	410	145,9	
22.	Marea Moartă	Asia	Israel-Iordania	Tectonic	398	1.000	După alte surse 356 m adâncime maximă
23.	Maggiore	Europa	Italia-Elveţia	Glaciar	372	212	
24.	Wakatipu	Oceania	Noua Zeelandă	Glaciar	371,7	290	
25.	Shikotsu	Asia	Japonia	Vulcanic	363	77,6	
26.	Garda	Europa	Italia	Glaciar	346	370	
27.	Atitlan	America de Nord	Guatemala	Vulcanic	341	135,9	
28.	Teletkoe	Asia	Federaţia Rusă	Tectonic	307	230	

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

29.	Léman (Geneva)	Europa	Franța-Elveția	Glaciar	309	581,5	
30.	Superior	America de Nord	SUA-Canada	Glaciar	307	83.300	După alte surse 393 m adâncime maximă
31.	Loch Morar	Europa	Anglia	Glaciar	305	26,6	
32.	Titicaca	America de Sud	Bolivia-Peru	Tectonic	304	8.100	
33.	Fagnano	America de Sud	Chile-Argentina	Glaciar	300	593	
34.	Nahuel Huapi	America de Sud	Argentina	Glaciar	300	543	
35.	Argentino	America de Sud	Argentina	Glaciar	300	1.400	
36.	Kurilsk	Asia (Kamciatka)	Federația Rusă	Vulcanic	300	130	
37.	Lanao	Asia	Filipine	Baraj vulcanic	300	375	
38.	Holsfijord	Europa	Norvegia	Fiord	295	121	
39.	Lugano	Europa	Italia-Elveția	Glaciar	288	50,5	
40.	Ohrid	Europa	Macedonia-Albania	Tectono-carstic	285	348	
41.	Breimsvatn	Europa	Norvegia	Fiord	278	23	
42.	Te Anau	Oceania	Noua Zeelandă	Glaciar	270	342	
43.	Michigan	America de Nord	SUA	Glaciar	265	57.016	După alte surse 281 m adâncime maximă
44.	Brienz	Europa	Elveția	Glaciar	255	28,5	
45.	Waikare Moana	Oceania	Noua Zeelandă	Baraj prin surpare	253	53	
46.	Boden	Europa	Elveția-Germania	Glaciar	252	538,5	
47.	Ungava (Chubb)	America de Nord	Canada	Meteoritic	251	53	
48.	Maracaibo	America de Sud	Venezuela	Lagună	250	14.343	
49.	Iseo	Europa	Italia	Glaciar	250	65,3	

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

50.	Kawah-Idjen	Asia (Jawa)	Indonezia	Calderă vulcanică	250	0,46	
51.	Hubsugul	Asia	Mongolia	Tectonic	238	2.620	
52.	Ladoga	Europa	Federația Rusă	Tectono-glaciar	225	18.400	
53.	Loch Ness	Europa	Anglia	Tectono-glaciar	225	56,4	
54.	Ontario	America de Nord	SUA-Canada	Glaciar	225	18.760	După alte surse 273 m, 237 m adânc.max.
55.	Huron	America de Nord	SUA-Canada	Glaciar	223	59.570	După alte surse 228 m adâncime maximă
56.	Hornavan	Europa	Suedia	Glaciar	221	235	
57.	Thun	Europa	Elveția	Glaciar	214	47,8	
58.	Vierwaldstater (Lacul Celor Patru Cantoane)	Europa	Elveția	Glaciar	214	113,8	
59.	Masyuko (Mashu)	Asia	Japonia	Vulcanic	211,5	19,7	
60.	Strynsvatn	Europa	Norvegia	Fiord	209	22,3	

Anexa 3

Principalele lacuri naturale de pe Terra cu suprafața de peste 4.000 kmp (P. Gâștescu, 1969, completat în 1995)

Nr. crt.	Numele lacului	Continentul	Statul	Tipul genetic	Suprafața (kmp)	Adânc.max. (m)	Observații
1.	Caspica	Europa-Asia	Federația Rusă, Iran, Turkmenistan Kazahstan, Azerbaidjan	Tectonic	371.000	980	În 1930 se menționa o suprafață de 424.300 kmp
2.	Superior	America de Nord	SUA-Canada	Glaciar	83.300	307	
3.	Victoria	Africa	Uganda, Kenya, Tanzania	Tectonic	68.800	80	

ROMANIAN CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4.	Aral	Asia	Kazahstan, Uzbekistan	Tectonic	66.458	68	În 1991 suprafața era de 33.800 kmp ca urmare a evaporației şi reducerii aportului fluvial
5.	Huron	America de Nord	SUA-Canada	Glaciar	59.570	223	
6.	Michigan	America de Nord	SUA	Glaciar	57.016	265	
7.	Tanganyika	Africa	Zair, Tanganyika, Burundi, Zambia	Tectonic	34.000	1.435	
8.	Urşilor (The Great Bear)	America de Nord	Canada	Glaciar	31.792	445	
9.	Baikal	Asia	Federația Rusă	Tectonic	31.500	706	După date mai vechi adânc.max. era de 1.741 m.
10.	Malawi (Nyassa)	Africa	Malawi, Tanzania, Mozambic	Tectonic	30.500	706	
11.	Sclavilor (The Great Slave)	America de Nord	Canada	Glaciar	28.438	614	
12.	Eire	America de Nord	SUA-Canada	Glaciar	25.719	64	
13.	Winnipeg	America de Nord	Canada	Glaciar	24.530	28	
14.	Ontario	America de Nord	SUA-Canada	Glaciar	18.760	225	
15.	Ladoga	Europa	Federația Rusă	Tectono-Glaciar	18.400	225	
16.	Balhas	Asia	Kazahstan	Tectonic	17.000-19.000	26,5	Suprafața variază în funcție de sezon
17.	Ciad (Tchad)	Africa	Niger, Ciad, Nigeria, Camerun	Tectono-eolian	12.000-26.000	4,0-11,0	Suprafața şi adâncimea variază în funcție de sezon

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

18.	Maracaibo	America de Sud	Venezuela	Lagună	14.343	250	Datele privind suprafața variază foarte mult în funcție de sursă
19.	Onega	Europa	Federația Rusă	Tectono-glaciar	9.600	124	
20.	Eyre	Australia	Australia	Tectonic	0-15.000	-	În anii secetoşi seacă complet
21.	Rudolf	Africa	Kenya	Tectonic	8.500	73	
22.	Titicaca	America de Sud	Bolivia-Peru	Tectonic	8.100	304	
23.	Athabaska	America de Nord	Canada	Glaciar	8.080	60	
24.	Nicaragua	America de Nord	Nicaragua	Tectonic	8.030		
25.	Renilor	America de Nord	Canada	Glaciar	6.330		
26.	Issik-Kul	Asia	Kirgistan	Tectonic	6.200	702	
27.	Urmia	Asia	Iran	Tectonic	3.950-5.930	15	Suprafața variază după climat
28.	Torrens	Australia	Australia	Tectonic	0-5.776	-	Uneori lacul seacă complet
29.	Vanem	Europa	Suedia	Tectono-glaciar	5.446	89	
30.	Winnipegosis	America de Nord	Canada	Glaciar	5.447	12	
31.	Albert (Mobutu Sese Seko)	Africa	Canada, Zair, Uganda	Tectonic	5.300	48	
32.	Poyanghu	Asia	China	Fluviatil	2.600-5.160	20	În funcție de regimul fluviului Iantzî
33.	Mweru	Africa	Zair, Uganda	Tectonic	4.920	9,0 (15,0?)	
34.	Nipigon	America de Nord	Canada	Glaciar	4.843	162	
35.	Manitoba	America de Nord	Canada	Glaciar	4.706	28	
36.	Hanka	Asia	Federația Rusă	Tectonic	4.403	10	

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

37.	Samaa	Europa	Finlanda	Glaciar	4.400	58	
38.	Woods (Pădurilor)	America de Nord	Canada	Glaciar	4.390	10	
39.	Kukunor	Asia	China	Tectonic	4.200	38	
40.	Marele Lac Sărat (The Great Salt Lake)	America de Nord	SUA	Tectonic	2.800-6.000	16	Suprafața variază în funcție de sezon

Anexa 4

Lacuri de acumulare gigant

Nr. crt.	Denumirea lacului (barajului)	Râul pe care este situat	Țara	Continentul	Anul intrării în funcțiune	Suprafața (kmp)	Volumul (kmc)
1.	Volta (Akosombo)	Volta	Ghana, Volta	Africa	1965	8730 (8300)	165,0
2.	Churchill (cu 5 lacuri satelit)	Churchill (Hamilton)	Canada	America de Nord	1971	6651	33,6
3.	Kuibisev	Volga şi Kama	Federația Rusă	Europa	1955	6500	58,0
4.	Marea Irtis (Buchtarma)	Irtis	Kazahstan	Asia	1960	5500	53,0
5.	Bratsk	Angara	Federația Rusă	Asia	1960	5426	169,4
6.	Nijnee Kama	Kama	Federația Rusă	Europa	În construcție în 1971	(5540)	
7.	Kariba	Zambezi	Rhodezia, Zambia	Africa	1959 (1963) ?	5180 (5540) ?	160,4 (157,0)
8.	Nasser (Asuan)	Nil	Egipt, Sudan	Africa	1968 (1969) ?	5000	164,0
9.	Ribinsk	Volga	Federația Rusă	Europa	1941	4550	25,4
10.	Kamensk	Obi	Federația Rusă	Asia	1970	4500	54,0

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

11.	Grand Rapids	Saskatchevan	Canada	America de Nord	1965	4100	9,7
12.	Ceboksari	Volga	Federația Rusă	Europa	În construcție în 1971	3780	14,2
13.	Volgograd	Volga	Federația Rusă	Europa	1958	3160	33,5
14.	Cabora Bassa	Zambezi	Mozambic	Africa	1972	2700	63,0
15.	Timliansk	Don	Federația Rusă	Europa	1952	2700	21,8
16.	Kremenciug	Dnepr	Ukraina	Europa	1961	2500	13,5
17.	Sanmen	Hungho	R.P. China	Asia	1962	2350	65,0
18.	Kahovska	Dnepr	Ukraina	Europa	1955	2155	18,2
19.	Krasnoiarsk	Ienisei	Federația Rusă	Asia	1969	22130	73,3
20.	Conservation Area Nr. 3A (Everglades)	Pen. Florida	S.U.A.	America de Nord	1963	2038	3,4
21.	Viliuisk	Viliui - Lena	Federația Rusă	Asia	1972	2010	18,5
22.	Saratov	Volga	Federația Rusă	Europa	1965	1950	13,4
23.	Daniel Johnson	Manicuoagan	Canada	America de Nord	1970	1940	142,0
24.	Kama	Kama	Federația Rusă	Europa	1954	1720	12,2
25.	Wiliston	Peace	Canada	America de Nord	1968	1645	40,3
26.	Itaipu	Iguacu	Brazilia, Paraguay	America de Sud	1955?	1640	
27.	Furnas	R. Grande	Brazilia	America de Sud	1965	1606	20,9
28.	Sounda	Kouilou	Congo	Africa	1961	1600	35,0
29.	Nijnii Novgorod	Volga	Federația Rusă	Europa	1955	1570	8,7
30.	Prof. van Blommenstein (Afobaka)	Surinam	Surinam	America de Nord	1965	1560	12,4
31.	Oahe	Missouri	SUA	America de Nord	1960	1520	20,1
32.	Sakakawea (Garrison)	Missouri	SUA	America de Nord	1956	1488	30,1
33.	Seul	Englih	Canada	America de Nord	1970	1396	
34.	Trei Defilee	Iantzî	China	Asia	1995 (continuă)	1330	30

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

35.	Gouin (La Loutre)	Saint Maurice	Canada	America de Nord	1917	1295	8,0
36.	Manouane	Manouane	Canada	America de Nord	1961	1290	2,2
37.	Kainji	Niger	Nigeria	Africa	1969	1243	15,0 (127 ?)
38.	Ricon del Bonete	Rio Negro	Uruguai	America de Sud	1946	1140	6,6
39.	Tres Marias	San Francisco	Brazilia	America de Sud	1961	1130	19,3
40.	Votkinsk	Kama	Federația Rusă	Europa	1963	1120	9,4
41.	Marea Obi (Novosibirsk)	Obi	Federația Rusă	Asia	1957	1070	8,8
42.	Kelsey	Nelson	Canada	America de Nord	1960	1012	1,9
43.	Porțile de Fier	Dunărea	România, Iugoslavia	Europa	1973	320	5,0

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Oceanele şi principalele mări aferente

Denumirea	Suprafata [kmp]	Adâncimea medie [m]	Adâncimea maximă [m]	Volumul [kmc]
Oceanul Pacific	**179.710.000**	**4028**	**11516**	**723.710.000**
Golful Alaska	1.327.000	2431	5659	3.226.000
Marea Amundsen				
Marea Arafura	1.037.000	197	3680	204.000
Marea Bali	45.000	220	1590	49.000
Marea Banda	695.000	3084	7360	2.129.000
Marea Bellinghausen	487.000	-	4115	-
Marea Bering	2.315.000	1640	4420	3.683.000
Golful Californiei	117.000'	818	3127	145.000
Marea Chinei de Est (Dong Hai)	752.000	349	2717	263.000
Marea Chinei de Sud (Non Hai)	3.447.000	1140	5420	3.928.000
Marea Coralilor	4.791.000	2394	9142	11.470.000
Marea Fiji	2.600.000	3250	6638	6.250.000
Marea Filipinelor	5.500.000	5860	11516	16.650.000
Marea Flores	121.000	1829	5140	222.000
Marea Galbenă (Huang Hai)	417.000	40	106	17.000
Marea Halmahera (Djailolo)	47.000	1105	2039	77.000
Marea Japoniei	978.000	1752	4036	1.713.000
Marea Jawa	480.000	45	89	20.000
Marea Maluku (Marea Molucelor)	291.000	1902	4180	554.000
Marea Noii Guinee (Bismarek)	350.000	1320	2609	600.000
MareaOhotsk	1.592.000	859	3657	1.375.000
Marea Roosevelt				
Marea Ross	960.000		700	
Marea Sawu	105.000	1701	3470	178.000
Marea Seram	160.000	1880	3063	205.000
Marea Solomon	720.000	5012	9142	1.400.000
Marea Sulawesi (Celebes)	435.000	3645	8547	1.586.000
Marea Sulu	348.000	1591	115119	553.000
Marea Tasman	3.150.000	2657	5943	7.850.000
Marea Timor	450.000	420	3310	195.000
Oceanul Atlantic	**91.655.000**	**3627**	**9219**	**330.100.000**
Marea Azov	38.000	9	13	0,3
Marea Egee	179.000		2530	
Marea Irlandei	103.000	102	272	9500
Marea Labradorului	1.070.000	1102	3809	1.250.000
Marea Marmara	11.000	357	1355	4000

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRALA UNIVERSITARA

Denumirea	Suprafața [kmp]	Adâncimea medie [m]	Adâncimea maximă [m]	Volumul [kmc]
Marea Mediterana	*2.505.000*	1498	5121	*3.754.000*
Mările satelit Mării Mediterane				
Marea Adriatică	130.000			
Marea Balearelor	70.000			
Marea Cretei	70.000			
Marea Galică	140.000			
Marea Iberică	110.000			
Marea Levantului	550.000			
Marea Ligurică	30.000			
Marea Sardiniei	340.000			
Marea Siciliei	70.000			
Marea Sirtelor	470.000			
Marea Tireniană	200.000			
Marea Mânecii	75.000	86	172	5400
Marea Neagră	413.488	1271	2245	537.000
Marea Nordului	575.000	94	453	54.000
Marea Scoției (Marea Antilelor de Sud)	1.835.000		6468	
Marea Wendell	2.890.000	1060	8268	3.500.000
Oceanul Indian	**74.911.000**	**3897**	**7437**	**291.945.000**
Marea Andaman	602.000	1096	4171	660.000
Marea Arabiei	3.683.000	2734	5203	10.700.000
Golful Bengal	2.172.000	2586	5258	5.616.000
Golful Persic	239.000	40	104	10.000
Marea Roșie	450.000	491	2635	251.000
Oceanul Arctic (Înghețat de Nord)	**14.788.000**	**1139**	**5449**	**16.700.000**
Marea Albă	90.000	49	330	4.400
Marea Baffin	689.000	881	2136	593.000
Marea Barets	1.438.400	186	600	322.000
Marea Beaufort	476.000	1004	4683	478.000
Marea Ciukotsk (Ciucilor)	589.600	88	160	45.400
Marea Groenlandei	1.205.000	1444	4846	1.740.000
Golful Hudson	819.000	112	274	92.000
Marea Kara	893.000	118	620	104.000
Marea Laptev	672.000	519	2980	338.000
Marea Norvegiei	1.385.000	1242	3860	2.408.000
Marea Peciorei	106.000			
Marea Siberiei de Est	926.100	66	155	60.700

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prof. univ. dr. docent Petre Gâștescu s-a născut pe meleagurile moldave în 13 noiembrie 1931 în satul Soci, comuna Miroslăvești, Județul Iași; studii liceale la Iași (Seminarul Veniamin Costachi) și Liceul Teoretic din Pașcani; studii universitare la Facultatea de Geologie-Geografie, secția de Geografie a Univ. București pe care o absolvă în 1955 cu **diploma de merit**; susține teza de doctorat **Lacurile din România-geneză și regim hidrologic** la Univ. din Cluj în 1961 și de doctor docent **Lacurile din România-limnologie regională** în 1971 la aceeași universitate.

Activitate de cercetare din 1955 și până în 2001 la Direcția Generală Hidrometeorologică (1955-1958) și la Institutul de Geografie al Academiei Române (1958-2001). Activitate didactică la Universitatea „Valahia" Târgoviște unde a fost titularizat (în 1994), la Universitatea Hyperion din București unde este titular (din 2004), la Universitatea din București ca profesor asociat (din 1994). În domeniul apelor a promovat și dezvoltat o autentică școală limnologică (studiul lacurilor) și în domeniul hidrogeografiei în România, fiind membru fondator și președinte al Asociației Române de Limnogeografie (2008). Și-a consacrat activitatea, timp de peste 40 de ani, investigării Deltei Dunării fiind membru fondator al Rezervației Biosferei Delta Dunării și litoralului românesc al Mării Negre.

A participat la numeroase simpozioane, conferințe și congrese internaționale de hidrologie, geografie, fiind membru în comisii de specialitate ale Uniunii Internaționale de Geografie și ale Asociației Științifice Internaționale de Hidrologie.

A publicat peste 300 de lucrări științifice (cărți, articole, hărți) în reviste de specialitate de prestigiu din țară și străinătate. A coordonat în cadrul Institutului de Geografie elaborarea lucrărilor fundamentale: Geografia Văii Dunării Românești (1969), Atlasul României (1972-1978), Geografia României (1983-1992), colecția Județele Patriei (41 volume) și alte lucrări în Editura Academiei Române. Unele dintre lucrări ca Lacurile Terrei, (1979, 2002, 2006, 2008), Insulele Terrei (1986, 2003), Fluviile Terrei (1990, 2002, 2009) au un mesaj de informare geografică de mare audiență. La acestea se adaugă 5 ediții ale hărții Deltei Dunării.

Membru al unor societăți științifice (Geografie - România și Italia, Ecologie), comisii, comitete de redacție ale revistelor de specialitate academică.

Conducător de doctorat din 1972 (au obținut titlul de doctor în geografie 25 de persoane și are în îndrumare 17 doctoranzi), a fost membru în comisii de doctorat ca referent la 100 de doctoranzi în diferite centre universitare (București, Cluj-Napoca, Iași, Galați,Chișinău) și în comisii de promovare în învățământul superior și cercetare științifică (București, Cluj-Napoca, Iași, Târgoviște, Constanța, Suceava, Timișoara), în îndrumarea tezelor de licență, master și gradul I în învățământul preuniversitar etc.

Distincții - medalia Meritul Științific (1966), premiul Academiei Române Gheorghe Murgoci (1971), membru în Research Board Advisors la The American Biographical Institute (2000), profesor de onoare al Universității „Alexandru Ioan Cuza" Iași (2001), Doctor Honoris Causa al Univ. „Ștefan cel Mare" Suceava (2002), Doctor Honoris Causa al Universității „Valahia" din Târgoviște (2007), diploma de excelență și medalia „Simion Mehedinți" - Facultatea de Geografie a Universității București, diplome de excelență ale Societății de Geografie din România, a Facultății de Geografie de la Universitatea din Cluj-Napoca, a Facultății de Istorie-Filozofie-Geografie - Universitatea Craiova, a Universității „Valahia" Târgoviște, a Institutului de Geografie București.

Lect. univ. dr. Petre Brețcan s-a născut la Babadag, în 29 iunie 1976 unde urmează și cursurile liceale pe care le absolvă în anul 1994. Studii universitare la Universitatea „Valahia" din Târgoviște specializarea Istorie-Geografie, promoția 1998, masteratul l-a absolvit în 1999 la Universitatea din București, Facultatea de Geografie în specializarea „Gospodărirea și valorificarea durabilă a resurselor de apă".

Din anul 2007 este doctor la Institutul de Geografie cu teza „Complexul lacustru Razim-Sinoie. Studiu de limnologie" sub coordonarea prof. univ. dr. doc. Petre Gâștescu.

Desfășoară activitate didactică din 1998 și în prezent, la Universitatea „Valahia" din Târgoviște, fiind autor al lucrării Complexul lacustru Razim-Sinoie. Studiu de limnologie" și coautor al lucrărilor "Hidrologie continentală - lucrări practice", "Oceanografie" și a mai multor articole de specialitate publicate în țară și străinătate.

Din 2008 este membru fondator și secretar științific al Asociației Române de Limnogeografie. Ca domenii de competență sunt hidrologia și geografia regională a României.